



ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XIV CICLO

Coordinatore: Prof. Roberto Barbieri

Tesi di Dottorato

EVOLUZIONE MORFOTETTONICA DELLE AREE ALPINE “SEMPIONE” E
“BRENNERO” ATTRAVERSO STUDI TERMOCRONOLOGICI DI BASSA
TEMPERATURA

Settore concorsuale:

04/A2 - GEOLOGIA STRUTTURALE, GEOLOGIA STRATIGRAFICA,
SEDIMENTOLOGIA E PALEONTOLOGIA

Presentata da:

Dott. Giorgio Di Fiore

Relatore/i

Prof. Massimiliano Zattin

Co-relatore/i

Dott. Matteo Massironi

Ciclo di studi 2009-2011



DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA
E GEOLOGICO AMBIENTALI

Dottorato in Scienze della Terra
Collegio dei Docenti

Verbale della riunione di lunedì 30 gennaio 2012

Il giorno 30 gennaio 2012, presso la Sala del Consiglio del Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-ambientali, dalle ore 9:30, si è riunito il Collegio dei Docenti del Corso di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra. Risultano presenti i Professori: Antonellini, Barbieri, Capaccioni, Cavazza, Lucchi, Picotti, Zitellini. Hanno giustificato la loro assenza i Professori Amorosi, De Waele, Romagnoli, Valdrè. Presiede la seduta il Coordinatore, Prof. Barbieri, assume le funzioni di Segretario il Prof. Cavazza.

Il Coordinatore riconosce valida la seduta e la dichiara aperta per trattare, come dall'avviso di convocazione, il sottoindicato ordine del giorno.

Ordine del giorno

- 1) Comunicazioni
- 2) Presentazione finale tesi di dottorato (XXIV ciclo)
- 3) Relazione attività 2011 della dottoranda Camilla Palmiotto (XXVI ciclo)
- 4) Programmazione del primo anno di corso del XXVII ciclo
- 5) Richieste e autorizzazioni
- 6) Varie ed eventuali

(OMISSIS)

2) Presentazione finale tesi di dottorato (XXIV ciclo)

Il Coordinatore ricorda al Collegio dei Docenti che i dottorandi devono consegnare le dissertazioni finali entro il 15 marzo 2012 e che le presentazioni finali davanti alla commissione ad hoc nominata sono previste per il 13 aprile 2012. Il Collegio è chiamato a redigere, per ciascun dottorando la "presentazione" da allegare alla tesi finale.

Si invitano, a tal fine, i componenti del Collegio, che prevalentemente hanno guidato le attività di ricerca dei dottorandi a voler illustrare i contenuti delle predette tesi ed i risultati conseguiti dagli allievi.

Dopo ampia discussione, sentiti anche i dottorandi in merito alle ricerche svolte oggetto della dissertazione scritta, il Collegio dei Docenti decide, unanime, di approvare le "presentazioni" di seguito riportate che illustrano la personalità di ciascun dottorando e l'attività scientifico-formativa svolta durante il corso, mettendone in luce gli aspetti positivi o, eventualmente, negativi.

Dott. Donato Capo

Nei suoi tre anni di attività nel dottorato di ricerca Donato Capo ha manifestato un ottimo senso pratico e capacità di sviluppare strumenti in laboratorio, nonché di eseguire qualsiasi attività di campagna. Queste qualità gli hanno permesso di svolgere con successo le attività richieste per la ricerca che ha condotto durante il dottorato, portando a termine una tesi complessivamente di buon livello anche se di difficile pubblicazione nella sua forma attuale. Il candidato è risultato in grado di sopperire ad ancora limitate capacità critiche e di analisi con uno spirito collaborativo, una perseveranza e serietà nel lavoro che gli hanno permesso di raggiungere buoni livelli nella sua ricerca, qualità che sicuramente gli saranno molto utili in ambito professionale.

Per quanto sopra esposto, il Collegio esprime moderata soddisfazione, per l'attività svolta dal dott. Donato Capo.

Dott.ssa Giorgia Cinelli

Nell'ambito del triennio di Dottorato la Dott.ssa Giorgia Cinelli ha svolto un lavoro di ricerca riguardante lo studio della radioattività naturale di origine "terrestre" nell'area di vulcanismo recente del Distretto Vulcanico Vulsino. Il lavoro di ricerca si è sviluppato attraverso fasi di messa a punto e ottimizzazione di differenti metodiche di misura e

standardizzazione, di campionamento di rocce vulcaniche e misure in situ ed una terza fase di trattamento dei dati, discussione dei medesimi e stesura delle conclusioni. La maggior difficoltà nello svolgere un tale tipo di ricerca è consistita per la Dott.ssa Cinelli nella necessità di dover coniugare due discipline sin ora totalmente impermeabili tra loro: la scienza radioprotezionistica, materia propria della fisica nucleare, e la vulcanologia, materia propria delle Scienze della Terra. Dopo un avvio incerto la Dott.ssa Cinelli è riuscita a farne una sintesi, riuscendo a “ragionare” come uno scienziato della Natura ma al tempo stesso senza perdere nulla dell’impostazione rigorosamente “quantitativa” propria dell’ingegneria. Il lavoro svolto ha consentito di produrre un quadro nuovo circa la radioattività naturale associata al vulcanismo potassico ed alto in potassio quaternario del Distretto Vulcanico Vulsino, attraverso misure di laboratorio sui principali tipi litologici affioranti nell’area, misure puntuali su gas interstiziali del suolo finalizzate all’elaborazione di mappe di distribuzione di ^{222}Rn ed infine misure sulla “reale” radioattività indoor su selezionate abitazioni all’interno del comune di Bolsena. Su questo si è basata una assolutamente inedita quantificazione del rischio sanitario atteso in cui vive permanentemente una gran parte della popolazione nell’abitato di Bolsena. I risultati della ricerca sono stati pubblicati o sono in corso di pubblicazione su prestigiose riviste internazionali. Durante i tre anni di dottorato di ricerca la Dott.ssa Cinelli ha svolto con autonomia, impegno e competenza il lavoro di ricerca assegnatole, dimostrando non solo volontà e impegno, ma anche una significativa capacità di affrontare tematiche nuove, certamente lontane dalla sua esperienza di studi universitari. Lo svolgersi della ricerca, la progressiva raccolta di nuovi dati, nonché la necessità di confrontarsi con tematiche nuove e complesse ha sprigionato nella Dott.ssa Cinelli un sempre maggiore entusiasmo e coinvolgimento attivo. Per quanto sopra esposto, il Collegio esprime piena soddisfazione per l’attività svolta dalla Dott.ssa Cinelli.

Dott. Giorgio Di Fiore

Il Dott. Giorgio Di Fiore durante il suo progetto di dottorato si è occupato dello studio dell’evoluzione termo-tettonica di due regioni delle Alpi (Sempione e Brennero) attraverso l’uso di metodologie termocronologiche. Ha quindi applicato il metodo delle tracce di fissione e dell’U-Th/He su campioni raccolti sia in galleria che in affioramento. La maggior parte del lavoro è però consistita nell’elaborazione di modelli termici, in collaborazione con ricercatori dell’ETH di Zurigo. Il dott. Di Fiore si è applicato con impegno al proprio progetto, dimostrando una buona propensione alla ricerca e autonomia nell’approfondimento delle tematiche trattate. Di particolare rilievo lo sviluppo e l’implementazione dei software utilizzati. I risultati ottenuti dal lavoro del candidato sono quindi d’indubbio interesse e saranno oggetto di pubblicazioni in fase di lavorazione. Per quanto sopra esposto, il Collegio esprime ampia soddisfazione per l’attività svolta dal Dott. Di Fiore.

Dott. Davide Oppo

Il Dott. Davide Oppo, laureato magistrale in Scienze per l’Ambiente e il Territorio, ha manifestato interesse per le Scienze della Terra svolgendo la tesi di laurea magistrale su argomenti di geologia marina. Una caratteristica del dottorando è quella di rispondere con notevole rapidità alle sollecitazioni derivanti dalle problematiche che emergono durante lo svolgimento di una ricerca, cercando di approfondire quando più possibile la letteratura disponibile e cercando le soluzioni più adeguate. Il lavoro di ricerca previsto per il dottorato è stato vasto e complesso. La determinazione dei processi di migrazione di fluidi profondi, come acque saline e idrocarburi associati, attraverso lo studio di emissioni fredde superficiali quali i vulcani di fango, implica un lavoro multidisciplinare e quindi l’acquisizione e interpretazione di diverse tipologie di dati sperimentali. Un aspetto originale della tesi di dottorato di Davide Oppo riguarda il confronto tra aree di studio geologicamente diverse, per meglio comprendere quali siano i processi di base, ed eventualmente comuni, che determinano l’emissione di fluidi in superficie. La tesi presentata mostra che il candidato ha raggiunto gli obiettivi previsti nel progetto di ricerca. Sono state aggiunte nuove importanti informazioni per la definizione dei sistemi di migrazione che hanno notevole importanza applicativa nel campo dell’esplorazione di giacimenti di idrocarburi. Per quanto sopra esposto, il Collegio esprime soddisfazione per l’attività svolta dal Dott. Oppo.

(OMISSIS)

Le deliberazioni prese in questa seduta, sono state redatte, lette, approvate e sottoscritte seduta stante.

La seduta è tolta alle ore 18:30

Il Segretario

Il Coordinatore

PROF. W. CAVAZZA

PROF. R. BARBIERI

1

¹ ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

VIA ZAMBONI 67 - 40126 BOLOGNA - ITALIA - TEL. +39(0)51-2094575 - FAX +39(0)51-2094522 - email: roberto.barbieri@unibo.it

ABSTRACT	5
INTRODUZIONE	7
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL SEMPIONE.....	10
FALDE AFFIORANTI.....	13
STORIA TETTONICA E METAMORFICA DELL'AREA	15
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BRENNERO	18
FALDE AFFIORANTI.....	21
EVOLUZIONE METAMORFICA	27
EVOLUZIONE TETTONICA	28
3. METODOLOGIE.....	31
TRACCE DI FISSIONE IN APATITE	33
<i>Attacco chimico</i>	35
<i>Datazione</i>	37
<i>Calibrazione del sistema di datazione</i>	41
<i>Il fenomeno dell'annealing</i>	43
<i>Analisi statistiche sulle tracce di fissione</i>	46
URANIO – TORIO – ELIO	49
<i>Attuabilità del metodo e metodologie di misurazione</i>	50
<i>(U-Th)/He in apatite</i>	51
<i>Diffusione del deuterio del ⁴He</i>	52
<i>Temperatura di chiusura</i>	55
<i>Zona di ritenzione parziale</i>	56
MODELLO MORFOTETTONICO ELABORATO DA DATI TERMOCRONOLOGICI.....	58
<i>Pecube</i>	59
<i>Il codice sorgente</i>	61
<i>Neighbourhood Algorithm (NA)</i>	63
4. CAMPIONAMENTI EFFETTUATI	69
CAMPIONAMENTO DI SUPERFICIE	71
CAMPIONAMENTO IN SOTTERRANEO.....	71
5. MODELLO TERMOCRONOLOGICO DEL SEMPIONE.....	74
INTRODUZIONE	75
DATASET UTILIZZATO	75
PREPARAZIONE DEL MODELLO.....	77
RISULTATI OTTENUTI.....	81
RISULTATI OTTENUTI CON IL MODELLO 2	85
DISCUSSIONE	88
6. MODELLO TERMOCRONOLOGICO DELLA REGIONE DEL BRENNERO	93
DATI TERMOCRONOLOGICI USATI	95
PREPARAZIONE DEL MODELLO.....	97
RISULTATI PER LE ALPI SETTENTRIONALI	99
RISULTATI PER IL SUDALPINO.....	102
CONCLUSIONI	105
7. CONCLUSIONI.....	107
BIBLIOGRAFIA	110

Abstract

This work concerns the uplift and exhumation history of two regions of the Alps (Simplon and Brenner) by means of low-temperature thermochronological analysis (apatite fission-track and U-Th/He) and modeling.

Simplon and Brenner normal faults border deep crustal sectors belonging to the Penninic domain: Lepontine dome core complex in Simplon region; ophiolitic units and Penninic basement and covers units in Brenner region. Data were collected from literature for the Simplon region, whereas a surface and subsurface sampling was provided for the Brenner. In the latter case the realization of the Brenner basis railway tunnel (BBT) allowed, for the first time, to collect underground apatite fission tracks and (U-Th)/He data for the western portion of the Tauern window. Modeling was made using: a) a finite elements code that computes the solution of the heat diffusion equation for a time varying topography, *Pecube* (whose code was modified during this thesis in order to take into account underground data; and b) an inversion procedure by the *Neighbourhood Algorithm* (NA), with the aim to obtain the most plausible morphotectonic scenario. Results for the Simplon region show: a) an hypothetical change of the tectonic style of the Simplon fault from rolling hinge to low angle detachment at 6.5 Ma, and the cessation of its activity at 3 Ma; b) relief construction until 5.5 Ma followed by dismantle between 5.5 and 0 Ma, during the climatic changes of Messinian age and related to glacial cycles onset on the northern hemisphere; c) an increment of exhumation activity of 0 – 0.6 mm/yr to 0.6 – 1.2 mm/yr when glaciations on the northern hemisphere began. Brenner results show: a) a major fault (1.3 mm/yr) activity of the Brenner line as well as a major exhumation (1 - 2 mm/yr) before 10 Ma; b) a fault activity (0.1 mm/yr) and exhumation (0.1 – 0.3 mm/yr) decrease between 10 and 0 Ma; c) no exhumation rate increase or evident changes in topographic shape during the glacial cycles.

Questo lavoro si basa sull'analisi e la modellazione di dati termocronologici di bassa temperatura da due regioni delle Alpi geologicamente simili: il Sempione ed il Brennero. Le faglie distensive del Sempione e del Brennero bordano settori di crosta profonda appartenenti al dominio penninico: il duomo metamorfico Lepontino nel caso del Sempione ed unità ofiolitiche e Penniniche di basamento e copertura nel caso del Brennero (finestra dei Tauri). I dati utilizzati sono stati tracce di fissione e (U-Th)/He su apatite. Per il Sempione i dati sono stati ottenuti dalla bibliografia; per il Brennero si è provveduto ad un nuovo campionamento, sia in superficie che in sotterraneo. In particolare gli attuali lavori in corso di realizzazione della galleria di base del Brennero (BBT), hanno consentito, per la prima volta, di raccogliere dati di tracce di fissione e (U-

Th)/He in apatite in sottosuolo per la porzione occidentale della finestra dei Tauri. Le analisi sono state effettuate tramite un codice a elementi finiti, *Pecube*, che calcola la soluzione dell'equazione di diffusione del calore per una topografia che evolve nel tempo. Il codice è stato opportunamente modificato nel corso di questa tesi per tener conto anche dei dati di sottosuolo raccolti. L'inversione dei dati è stata effettuata tramite apposito algoritmo, *Neighbourhood Algorithm* (NA), al fine di ottenere il più plausibile scenario di evoluzione morfologica e tettonica. I risultati ottenuti per il Sempione, mostrano: a) un'ipotetica evoluzione dello stile tettonico della faglia del Sempione da *rolling hinge* a *low angle detachment* a 6.5 Ma e la cessazione della sua attività a 3 Ma; b) la costruzione del rilievo fino a 5.5 Ma ed il suo successivo smantellamento fra 5.5 Ma ad oggi, in coincidenza con i cambiamenti climatici Messiniani e relativi all'inizio delle maggiori glaciazioni nell'emisfero settentrionale; c) un incremento dell'attività esumativa da 0 – 0.6 mm/anno a 0.6 – 1.2 mm/anno in corrispondenza dell'inizio delle glaciazioni nell'emisfero settentrionale. I risultati ottenuti per il Brennero mostrano invece: a) una maggiore attività tettonica della faglia del Brennero (1.3 mm/anno) e una maggiore attività esumativa (1 – 2 mm/anno) per il periodo anteriore ai 10 Ma; b) una diminuzione drastica dell'attività di dislocazione della faglia del Brennero fra 10 Ma e oggi (0.1 mm/anno) e dell'attività esumativa nello stesso periodo (0.1 – 0.3 mm/anno); c) nessun aumento del tasso di esumazione o variazioni della forma della topografia negli ultimi 5 Ma.

Introduzione

milioni di anni, la venuta a giorno dei corpi sepolti tramite il sollevamento crostale e l'abbassamento della superficie topografica (Whipple e Meade, 2006). Dall'interazione dei due processi sopra elencati, si determina il sollevamento o lo smantellamento di una catena montuosa: se il sollevamento tettonico risulta essere maggiore dei tassi di erosione, la catena continuerà ad innalzarsi; viceversa, se il sollevamento tettonico risulta minore, la catena tenderà ad abbassarsi ed erodersi. Si evince quindi quanto sia importante comprendere l'evoluzione dei due processi per capire come si sia evoluta morfologicamente nel tempo una catena montuosa e quanto sia basilare utilizzare uno strumento capace di descrivere quale ruolo abbiano giocato i due processi. A questo scopo, nuovi dati termocronologici e da bibliografia, verranno modellati attraverso procedure di inversione al fine di ottenere lo scenario più probabile.

L'avere un'idea delle tempistiche dei processi esogeni, come l'evoluzione topografica della regione interessata, ed endogeni, come il sollevamento e l'attività tettonica della regione, consentirà di verificare se essi sono avvenuti in corrispondenza di eventuali fenomeni climatici, come ad esempio le glaciazioni, e di verificare eventuali correlazioni, ponendo così in evidenza eventuali rapporti fra costruzione e/o distruzione della catena montuosa, tettonica e clima.

Alla luce di quanto detto sono state descritte nel dettaglio le regioni oggetto di studio, evidenziando così i vincoli provenienti dalle conoscenze geologiche pregresse da porre ai modelli. Si è poi spostata l'attenzione sulla metodologia utilizzata e sulle strategie di campionamento adottate, ed infine Sono mostrate le elaborazioni effettuate per le due regioni, con la discussione dei risultati ottenuti alla luce di una ricostruzione delle relazioni fra tettonica ed esumazione.

1. Inquadramento geologico del Sempione

La regione del Sempione oggetto di questo studio ricopre un'area approssimativamente quadrata, di lato 20 km, tra Briga nella valle del Rodano (Svizzera) a nord, la Val Divedro, a Sud, il passo del Sempione a ovest e la dorsale che corre dal M. Cistella a Punta del Rebbio a est, comprendendo tutto il tracciato del traforo ferroviario del Sempione. Il rilievo principale in zona è il monte Leone, di 3553 m di altitudine (fig. 1-1).

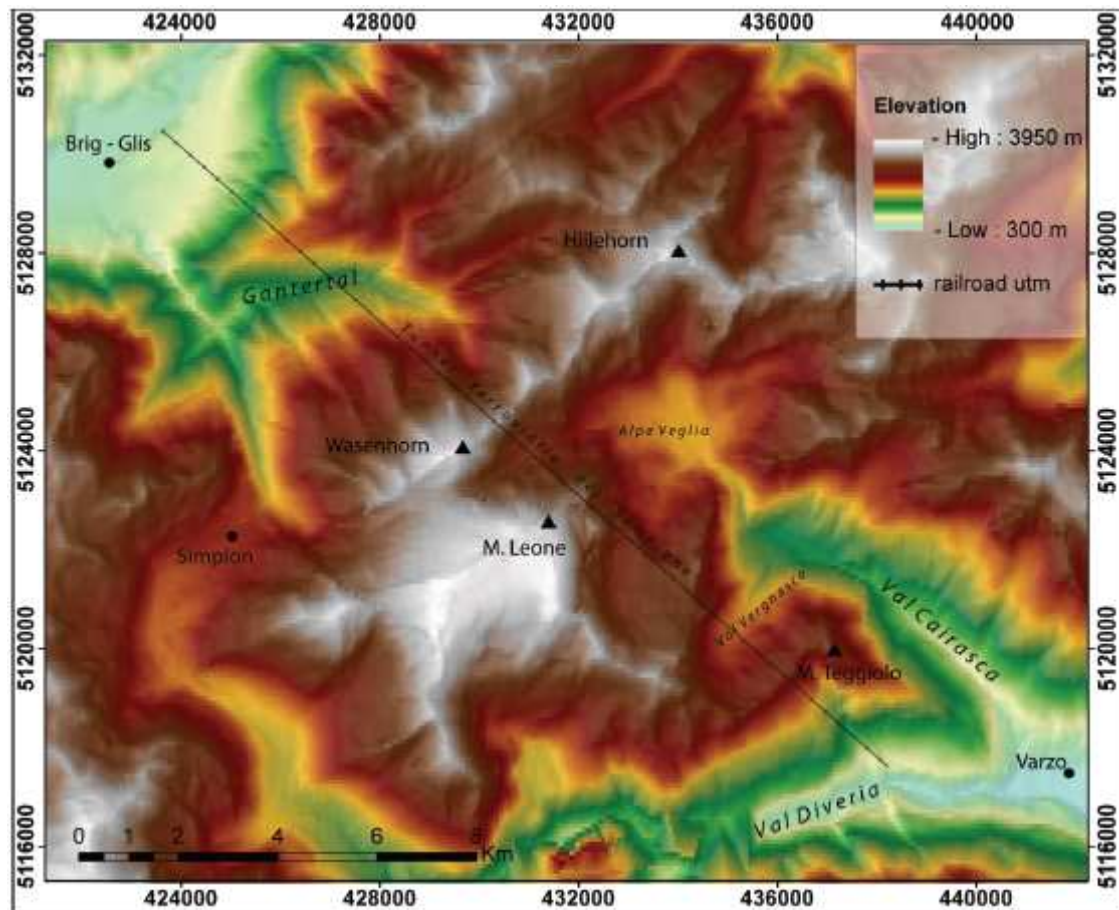


Figura 1-1: Carta topografica della regione oggetto di studio tratta da Pignalosa et al., 2010. La linea nera che attraversa da SE a NW il massiccio del monte Leone è il traforo ferroviario del Sempione con i campioni analizzati da Pignalosa et al., (2010).

Il monte Leone occupa una posizione centrale nell'area, digradando in modo piuttosto regolare verso NO e SE. Il rilievo, nel suo complesso, conserva intatte le testimonianze di un'attività glaciale recente, sia nella morfologia che nei depositi. Le valli che lo solcano hanno infatti profili ad U; ai margini delle stesse si ritrovano numerosi esempi di valli sospese con abbondanti accumuli morenici, rocce montonate e ghiacciai attualmente in fase di regressione

Gli studi condotti in questo lavoro si riferiscono al letto della zona di faglia del Sempione all'interno del settore occidentale del Duomo metamorfico Lepontino. Esso rappresenta una struttura generata durante la collisione obliqua tra Adria ed Europa e delimitata a ovest da

un'importante zona di dislocazione estensionale (zona di faglia del Sempione, SFZ), a nord e a sud rispettivamente dal Fronte Pennidico e dal lineamento Periadriatico.

Il Duomo Lepontino (fig. 1-2) è caratterizzato da un complesso edificio a falde, dato da una successione di elementi di basamento cristallino pre-triassico, spessi anche migliaia di metri, separati da sottili falde costituite da serie di ricoprimento sedimentario del Mesozoico e Terziario (Schmidt e Preiswerk, 1908; Argand, 1911; Staub, 1924; Milnes, 1974; Merle et al., 1989). In particolare ciò che affiora nell'area appartiene per la maggior parte al dominio Penninico inferiore (falda di Antigorio, falda Lebedun, falda M.Leone, Zona Sion-Courmayeur) e in parte ai domini del Penninico medio (falda di Pontis) ed Elvetici (falda di Wildhorn).

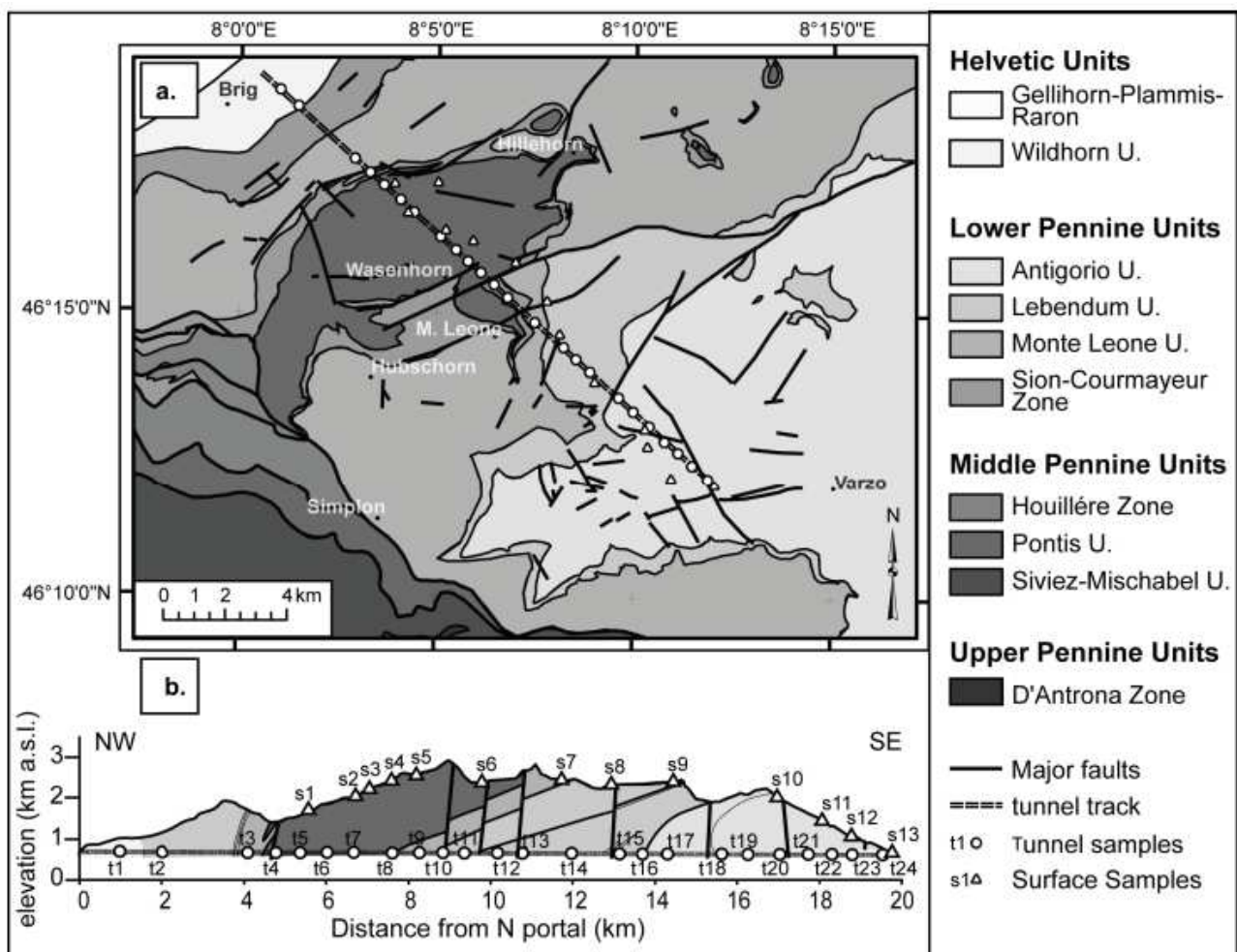


Figura 1-2: a. Schema geologico dell'area oggetto di studio; b. sezione geologica lungo il tunnel ferroviario del Sempione (Pignalosa et al., 2010).

Le falde sono molto profonde rispetto alle altre affioranti nelle aree circostanti, a testimonianza degli alti tassi di sollevamento e denudazione avuti nella regione. Nella comunità scientifica vi è un generale accordo nell'attribuire gli elementi cristallini delle unità elencate alla crosta continentale superiore europea e in particolare alla parte assottigliata che connetteva il

continente europeo al bacino oceanico Ligure-Piemontese, sulla quale si sono deposte le successioni sedimentarie di ricoprimento (e.g. Schmidt e Preiswerk, 1908; Argand, 1911; Staub, 1924; Milnes, 1974; Merle et al., 1989; Rubatto et al., 1998; Dal Piaz et al., 2001).

L'intera pila di falde ha subito una complessa storia deformativa durante l'orogenesi alpina. Nelle prime fasi (Eocene sup.-Miocene inf.), il metamorfismo regionale ha raggiunto il culmine in facies da anfibolitica a granulitica nel settore meridionale e in facies scisti verdi in quello settentrionale. Successivamente, a partire dal Miocene, è avvenuta la nucleazione di una potente zona di *shear* duttile estensionale nell'area del Sempione, denominata Simplon Shear Zone (SSZ, Mancktelow, 1985; Mancktelow, 1992), che ha prodotto l'esumazione tettonica delle unità oggi affioranti al suo letto. Contemporaneamente alla dislocazione verso SO delle falde Penniniche medie e superiori a tetto della faglia, si è verificato il retro-piegamento delle unità Penniniche al letto. L'esumazione del letto della SSZ, che ha abbassato i valori di pressione e temperatura permettendo il passaggio da un regime di deformazione duttile a uno fragile, ha favorito la concentrazione della deformazione in una più discreta fascia cataclastica denominata Linea del Sempione (Bearth, 1956; Mancktelow, 1985).

La deformazione duttile associata all'attività della zona di faglia del Sempione si estende ad Est della faglia stessa (Mancktelow, 1985; Wawrzyniec et al. 1999; Grosjean et al. 2004).

Falde affioranti

Come indicato in precedenza, nell'area oggetto di questo studio affiorano falde appartenenti al dominio Penninico Inferiore (falde di Antigorio, Lebendun, Monte Leone, Zona di Sion Courmayeur), Penninico Medio (falda Pontis) e al dominio Elvetico (falda Wildhorn). Di seguito le varie falde sono brevemente descritte.

Falda di Antigorio - La falda inferiore della successione è composta da un'unità di basamento continentale (gneiss a biotite, a grana grossolana, i cui protoliti erano rappresentati da granitoidi e granodioriti varistici) con coperture meta sedimentarie triassiche (quarziti, dolomie e marne, costituiti da pochi relitti compresi in bande di scisti, migmatiti e gneiss). Le rocce di copertura mesozoica della Falda di Antigorio affiorano estesamente in prossimità della cima del Monte Teggiolo: spesso si rinvencono meta-calcarei, talvolta marnosi e conglomeratici, contenenti elementi da centimetrici a pluri-decimetrici di gneiss d'Antigorio, organizzati in lenti lungo superfici di erosione che raggiungono, in certi punti, il basamento cristallino. La serie continua verso l'alto con un livello continuo di calcescisti e meta-conglomerati polimitici che entrano in contatto con la copertura della falda di Lebendun (Steck, 1994).

Falda di Lebendun - Come nel caso precedente, quest'ultima è formata da un elemento di basamento cristallino - paragneiss a granato e due miche detta sub-unità di Valgrande (Steck et al., 2001)- pre-triassico, e da una copertura meta sedimentaria di età mesozoica, che comincia con dolomie del Trias, meta-arenarie micacee, quarziti e marmi del Lias (Spring et al., 1992). Le coperture continuano con una serie molto variabile per composizione ed evoluzione laterale, composta da livelli eterogenei di rocce metamorfiche di origine sedimentaria databili, secondo Spring et al., (1992) al Dogger.

Falda di Monte Leone – E' costituita da una porzione di basamento cristallino (orto- e paragneiss) con le relative coperture di metasedimenti di età mesozoica, come meta-arcose, grovacche permiane e tufi riolitici (Streckeisen et al., 1978). Talvolta sono presenti anfiboliti e ultramafiti di origine lherzolitica, associate a crosta continentale (Pastorelli, 1993). La copertura mesozoica affiorante nell'area di studio, denominata serie di Fäldbach (Burri et al., 1993; 1994; Steck et al., 1999; 2001), inizia con marmi dolomitici o calcarei e carnioli attribuibili al Trias. A questi segue una spessa serie di calcescisti parzialmente conglomeratici con lenti e blocchi di dolomie, marmi, gessi, quarziti, gneiss, graniti e ultramafiti, accompagnate da lenti di prasiniti (olistostromi). Leu (1986) correla tale serie alla zona di Sion-Courmayeur descritta di seguito. Alla falda del Monte Leone apparterebbe, secondo Steck et al., (1999; 2001) anche la più omogenea serie di calcescisti arenitici denominata "Zona di Rosswald".

Falda di Sion-Courmayeur - Elemento tettonico di grande importanza ed estensione nell'ambito della regione studiata. All'interno di essa è possibile distinguere diverse unità. Nell'area del Massiccio del Sempione affiora estesamente l'Unità Roignais-Versoyen, composta da una serie di flysch suddivisa in tre sotto-unità: i calcarei micacei e conglomeratici di Aroley alla base, seguiti dagli scisti grafitici di Marmontains, e da calcarei arenitici e calcescisti di St-Christophe (Steck et al., 1999; 2001).

Falda di Pontis - Unico elemento attribuito al dominio Penninico Medio. Questa è costituita da un elemento di basamento cristallino polimetamorfico (Zona di Berisal; Steck et al., 2001) composto di paragneiss e micascisti (Bearth, 1980, Burri, 1983a, b) e da ortogneiss. Le relative coperture di metasedimenti sono caratterizzate da scisti, meta-arenarie e meta-conglomerati permo-carboniferi.

Falda di Wildhorn – falda attribuibile al dominio Elvetico. Questa è divisa a sua volta in tre sub unità: Diablerets; Mont Gond-Bundstock; Sublage. Nell'area d'interesse affiora solo una porzione di quest'ultima, caratterizzata da una sequenza Mesozoica costituita da meta-arenarie, dolomie, calcari, marne e, ricoperta da una serie flyschoidi di età Oligocene Inferiore.

Tutte le falde citate mostrano in modo pervasivo associazioni mineralogiche legate al metamorfismo Alpino. E' presente nel loro insieme un gradiente metamorfico. Nella parte meridionale, a sud del Wasenhorn, dove affiorano le falde di Antigorio, Lebendum, Monte Leone e Berisal, dominano associazioni mineralogiche tipiche della facies anfibolitica. Andando verso nord, fino alla Zona di Sion-Courmayeur, si rinvengono solo paragenesi metamorfiche in facies scisti verdi dominate da cloritoide.

Storia tettonica e metamorfica dell'area

L'inizio della strutturazione dell'edificio a falde risale alle fasi terziarie dell'orogenesi alpina (Dal Piaz et al., 1972; Hunziker et al., 1989; Hunziker et al., 1992; Steck e Hunziker, 1994, Steck, 2008). Secondo Trümpy, (1980), l'età dei flysch riscontrati al tetto delle successioni sedimentarie permetterebbe di datare all'Eocene medio la subduzione delle unità Penniniche nel settore meridionale (Ellenberger, 1953; Sartori, 1987), mentre la subduzione delle unità Elvetiche, poste più a nord, risalirebbe all'Eocene superiore – Oligocene inferiore. Tuttavia va considerato che la deposizione dei flysch potrebbe essere in parte contemporanea alla strutturazione delle falde. In questo caso la subduzione, e quindi la collisione continentale in tale area, potrebbero essere anche più antiche (Steck e Hunziker, 1994). Le prime fasi della collisione continentale sono caratterizzate dalla subduzione della placca europea sotto quella adriatica con la conseguente strutturazione di una struttura a falde embriciate con vergenza verso NO. Nell'area di studio la subduzione della crosta continentale europea è accompagnata da un metamorfismo regionale che culmina in facies da granulitica ad anfibolitica nella parte meridionale e in facies scisti verdi in quella settentrionale. L'età del picco metamorfico per la regione è stata stimata con diversi termocronometri: le datazioni Rb-Sr su muscovite e fengite sulle unità a letto di faglia (Hunziker, 1970) hanno fornito età di 38-35 Ma; le datazioni K-Ar danno età lievemente più giovani (35-30 Ma: Jäger, 1973). L'evoluzione deformativa è iniziata durante la subduzione della placca europea con il piegamento isoclinalico delle falde di Antigorio e Lebendum, ed è proseguita fino alla genesi della zona di *shear* del Sempione, quando si è avuta la genesi della piega sinclinale di Berisal e anticlinale Glishorn, la che ha interessato le falde di Lebendum, Monte Leone e Sion-Courmayer, già precedentemente piegate durante la fase plicative che generò le pieghe di Pontis, Sion Courmayer e Wildhorn. La genesi della faglia del Sempione ha poi portato a giorno il Duomo Lepontino (Mancktelow, 1985; Merle et al., 1989). La zona di *shear* del Sempione, il cui inizio attività è databile al Miocene inferiore (Pürdy e Jäger, 1976; Wagner et al., 1972; Soom, 1990; Mancktelow, 1992; Hubbard e Manktelow, 1992), è composta da una fascia milonitica dello spessore di 1-2 km nell'area del passo del Sempione, che si sviluppa, in direzione NO – SE, per circa 30 km. La fascia è sviluppata nel solo

letto e non si hanno evidenze di essa a tetto. L'inclinazione delle miloniti aumenta in modo asintotico verso la faglia del Sempione; il progressivo raffreddamento, dovuto all'esumazione dell'area di letto, ha portato alla concentrazione della fascia milonitica lungo aree sempre più localizzate (Mancktelow, 1992).

Il passaggio dal regime duttile a quello fragile delle rocce ora esposte ha determinato la genesi di una fascia cataclastica dello spessore di 3-5 m, ben affioranti nell'area del passo del Sempione, e che ha determinato la definizione della linea del Sempione (Zwingmann e Mancktelow, 1994). La dislocazione consiste in almeno 10 km di rigetto verticale (Mancktelow, 1992).

Gli effetti dell'attività tettonica sono visibili a letto della faglia sotto forma di faglie normali dirette NO-SE ONO-ESE e sistemi trastensivi di direzione NE-SO (Mancktelow, 1985; Wawrzyniec et al. 1999; Grosjean et al., 2004). Secondo Wawrzyniec et al., (2001), Axen et al. (2001) ed Axen e Bartley (1997), tali strutture potrebbero essere associate a un meccanismo di *rolling hinge* che ha agito a letto della faglia. Viceversa Campani et al. (2010), tramite modelli numerici effettuati attraverso dati termocronologici di diversi autori (Jager et al., 1967; Hunzicker e Bearth, 1969; Purdy e Jager, 1976; Wagner et al., 1977; Hurford, 1986; Soom, 1990; Hunziker et al., 1992; Baxter et al., 2002; Hetherington e Villa, 2007), sostengono che la dislocazione della faglia del Sempione non ha risentito del fenomeno del *rolling hinge*, ipotizzando uno stile di tipo *low angle detachment* terminato 3 milioni di anni fa (Mancktelow, 1992; Grasemann e Mancktelow, 1993; Campani et al., 2010).

Nella comunità scientifica, il dibattito circa i meccanismi responsabili dell'attività lungo la zona di faglia del Sempione è ancora acceso. Le ipotesi elaborate sono diverse. Steck (1987; 1990), ad esempio, interpretano la zona di faglia del Sempione come una zona di trasferimento dei movimenti di trascorrenza destra durante la convergenza obliqua tra Adria ed Europa. Mancktelow, (1992) e Hubbard e Mancktelow (1992) suggeriscono invece un meccanismo di estrusione laterale. Mancktelow e Pavlis (1994) la interpretano infine come un *detachment* estensionale, che accomoda l'estensione parallela all'orogene, e coevo con il retro-piegamento tardivo delle Falde Penniniche. Le strutture più importanti associabili a tale fase deformativa sono le pieghe di Berisal e di Glischorn, le quali sarebbero successive alla nucleazione della zona di *shear* duttile del Sempione ma antecedenti alla formazione della fascia cataclastica della Linea del Sempione. Le miloniti caratteristiche della zona di faglia, infatti, sembrerebbero piegate da tali strutture nell'area del Sempione (Mancktelow, 1992). Al contrario, la zona di ultracataclasi sembra interrompere verso ovest entrambe le pieghe. Mancktelow (1992) suggerisce invece che il piegamento inizierebbe con il sollevamento del duomo Lepontino intorno ai 25 milioni di anni.

Negli ultimi due milioni di anni, il sollevamento e l'esumazione dell'area sono stati invece dovuti ai forti tassi erosivi seguiti dall'instaurarsi di ampie coltri glaciali nell'emisfero settentrionale il cui ritiro alleggerito il peso della catena (Champagnac et al., 2007). Tale sollevamento è tutt'ora osservato dalle misure di livellazione di alta precisione fatte dal servizio topografico svizzero negli ultimi 80 anni (Gubler et al., 1981). Pignalosa et al., (2010), attraverso una serie di dati termocronologici di bassa temperatura collezionati sia sulla superficie del massiccio del monte Leone che lungo il tunnel del Sempione, ipotizzano la formazione dell'attuale topografia negli ultimi 2 milioni di anni grazie all'opera escavatrice delle glaciazioni. Il modello proposto trova riscontro nel forte incremento nell'apporto di sedimenti nei bacini circostanti l'arco alpino negli ultimi 2 milioni di anni (Kuhleemann, 2000) e nei tassi di esumazione che aumenterebbero in modo esponenziale nello stesso periodo (Vernon et al., 2008).

2. Inquadramento geologico del Brennero

L'area del Brennero oggetto di studio (fig. 2-1) comprende una regione rettangolare di circa 60 km di lato in direzione N-S e di circa 20 km di larghezza in direzione W-E. Essa è compresa fra l'abitato di Innsbruck in Austria e l'abitato di Fortezza in Italia ed è attraversata nel mezzo dallo spartiacque topografico della catena alpina, che ha nel passo del Brennero il suo punto più basso (1371 m s.l.m.).

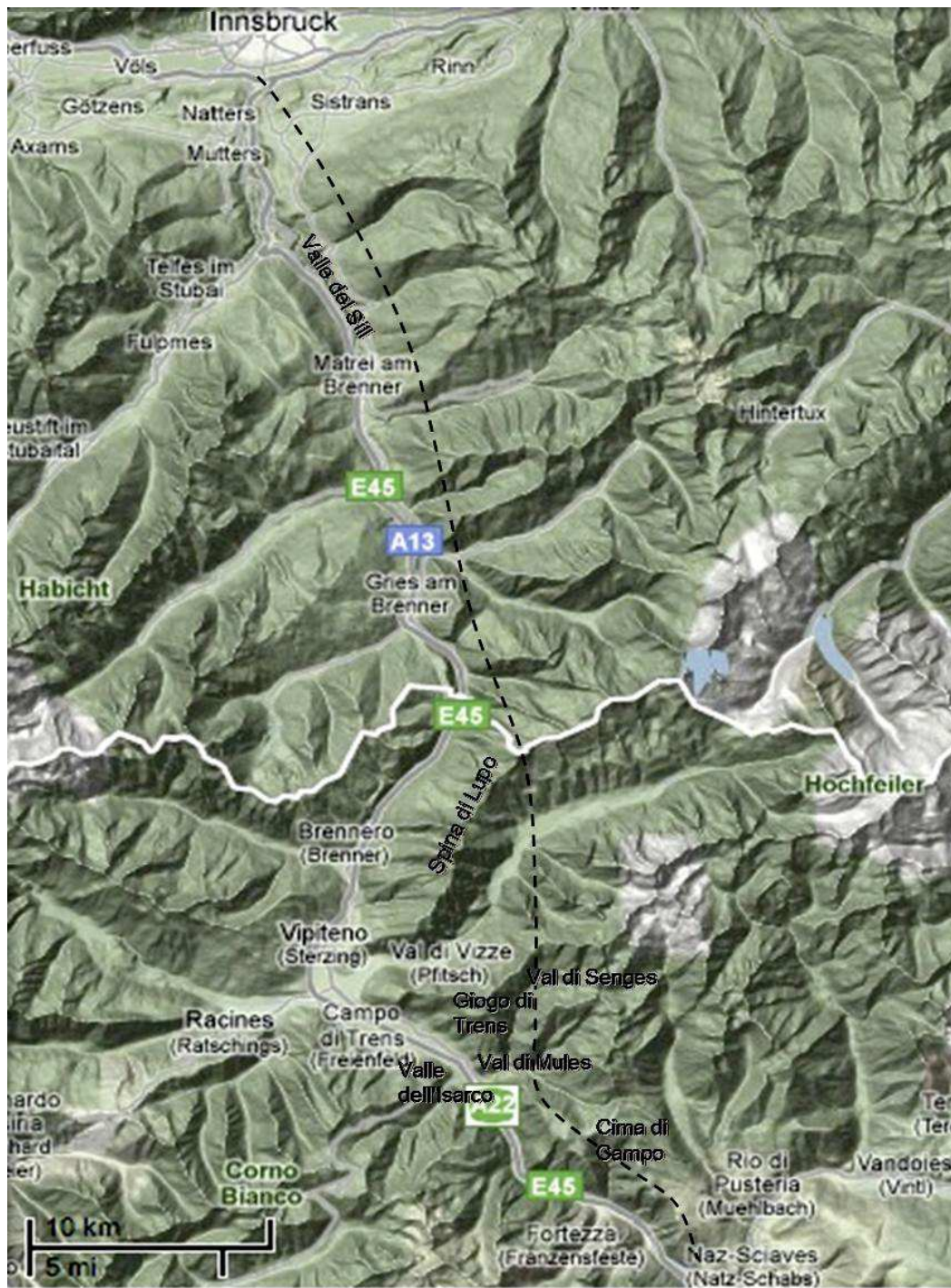


Figura 2-1: Carta topografica che descrive la regione oggetto di studio. La linea tratteggiata indica il traforo ferroviario della costruenda galleria di base del Brennero, mentre la linea bianca, passante per lo spartiacque topografico della catena alpina, indica il confine tra Austria e Italia.

Il passo del Brennero, sito nel settore occidentale della regione considerata, separa due valli sviluppate in direzione N-S: la valle del Sill in Austria e la valle dell'Isarco in Italia. Tali valli hanno, come valli tributarie, una serie di valli disposte approssimativamente in direzione W-E. La più importante borda la regione oggetto di studio a N, in territorio austriaco, ed è la valle dell'Inn. Altre valli importanti della regione oggetto di studio sono, da N verso S, la val di Navis, dove affiora il confine fra il dominio Austroalpino e quello Penninico; la val di Vizze, in territorio italiano, dove affiorano le falde più profonde della regione oggetto di studio (dominio Penninico della finestra dei Tauri); la val di Mules, dove sono presenti importanti strutture tettoniche della regione (intersezione fra la faglia di Sperchenstein – Mules e il lineamento Periadriatico).

I massicci montuosi più importanti sono quelli che formano lo spartiacque topografico della catena che parte dalla vetta della Spina di Lupo (2774 m) e borda la val di Vizze fino al Gran Pilastro (3510 m). In essa affiora la falda più profonda della regione oggetto di studio, lo Gneiss Centrale, appartenente al dominio Penninico. In territorio austriaco i rilievi toccano quote comprese fra i 2246 m del Patscherkofel a N, e i 3476 dell' Olperer a S; in territorio italiano invece, si ha la dorsale del Giogo di Trens (2373 m), che borda a S la val di Vizze, e il monte Cima di Campo (2089 m), dove affiora il Granito di Bressanone, appartenente al dominio Sudalpino, .

In tutta la regione sono evidenti tracce di morfologia glaciale: la val di Vizze è una valle tipicamente ad U, sono presenti ghiacciai in vetta al Gran Pilastro e i depositi di sill pervadono l'intera regione oggetto di studio. Sono presenti anche dei versanti morfo-strutturali, come quello che sottolinea lo specchio di faglia della linea Sprechenstein-Mules sul versante NE del monte Cima di Campo e come la porzione settentrionale dell'alta valle dell'Isarco e la contigua valle del Sill dove versante orientale segue l'orizzonte milonitico della linea del Brennero.

L'area di studio è al margine occidentale della Finestra dei Tauri, nel cuore della zona di collisione continentale dell'orogene alpino, in una zona di distensione e relativo *escape* laterale dovuta alla penetrazione della microplacca adriatica nel continente europeo (Selverstone 1988; Ratschbacher et al., 1991a, b; Frisch et al., 2000).

La faglia del Brennero delimita a ovest l'area di studio partendo da Innsbruck fino a Vipiteno, dove gira verso SW in direzione della linea delle Giudicarie. Nella finestra tettonica è esposto il dominio Penninico, composto da unità continentali di origine europea (Tux-Gran Veneziano) ed unità oceaniche (Falda del Glockner o complesso dei Calcescisti). Tali unità sono emerse in superficie grazie alla denudazione tettonica delle sovrastanti falde del dominio Austroalpino (Fillade di Innsbruck, falda di Oetztal, falda di Steinach, Complesso Mules-Merano, ecc.), di origine africana (adriatica). Verso sud affiorano le grandi faglie del Lineamento Periadriatico e il basamento cristallino con i corpi intrusivi permiani delle Alpi Meridionali

(Sudalpino), anch'essi di pertinenza adriatica. Le unità continentali ed oceaniche (ofiolitiche) esposte a nord del Lineamento Periadriatico costituiscono una pila di falde (prisma collisionale) a vergenza europea e sono caratterizzate da metamorfismo alpino e deformazioni polifasiche duttili e fragili. Di contro, le Alpi Meridionali, esposte a sud del Lineamento Periadriatico, costituiscono la parte della placca adriatica non coinvolta, a differenza dell'Austroalpino, nei processi di subduzione e collisione continentale a vergenza europea. Sono quindi esenti da metamorfismo regionale alpino e costituiscono una catena pellicolare antitetica di età neogenica, vergente verso la Pianura padana (Bigi et al., 1990; Dal Piaz et al., 2003).

Falde affioranti

La suddivisione in falde della regione è di inizio secolo (Ternier, 1903; 1905), ed è stata sviluppata in modo più articolato con la definizione della finestra tettonica dei Tauri (Staub, 1924; Dal Piaz, 1934; Tollman, 1963; 1973). Nel seguente paragrafo si provvede ad una breve descrizione delle falde affioranti nella regione oggetto di studio e riassunte nella carta in figura 2-2.

A nord della lineamento Periadriatico i rapporti stratigrafici e tettonici fra le falde prevedono che a tetto ci sia il dominio Austroalpino con la falda delle Filladi quarzifere di Innsbruck e il basamento cristallino metamorfosato appartenente al margine passivo adriatico ed a letto il Dominio Penninico, di cui affiorano il complesso dei Calcescisti o falda del Glockner e lo Gneiss centrale con le relative rocce di copertura. A sud del lineamento Periadriatico, cioè della val di Mules, affiora, all'interno del dominio Sudalpino, il Granito di Bressanone. Lungo il lineamento Periadriatico affiorano intrusioni di età oligocenica. Di seguito, da tetto a letto, sono descritte le falde appena elencate ed il Granito di Bressanone.

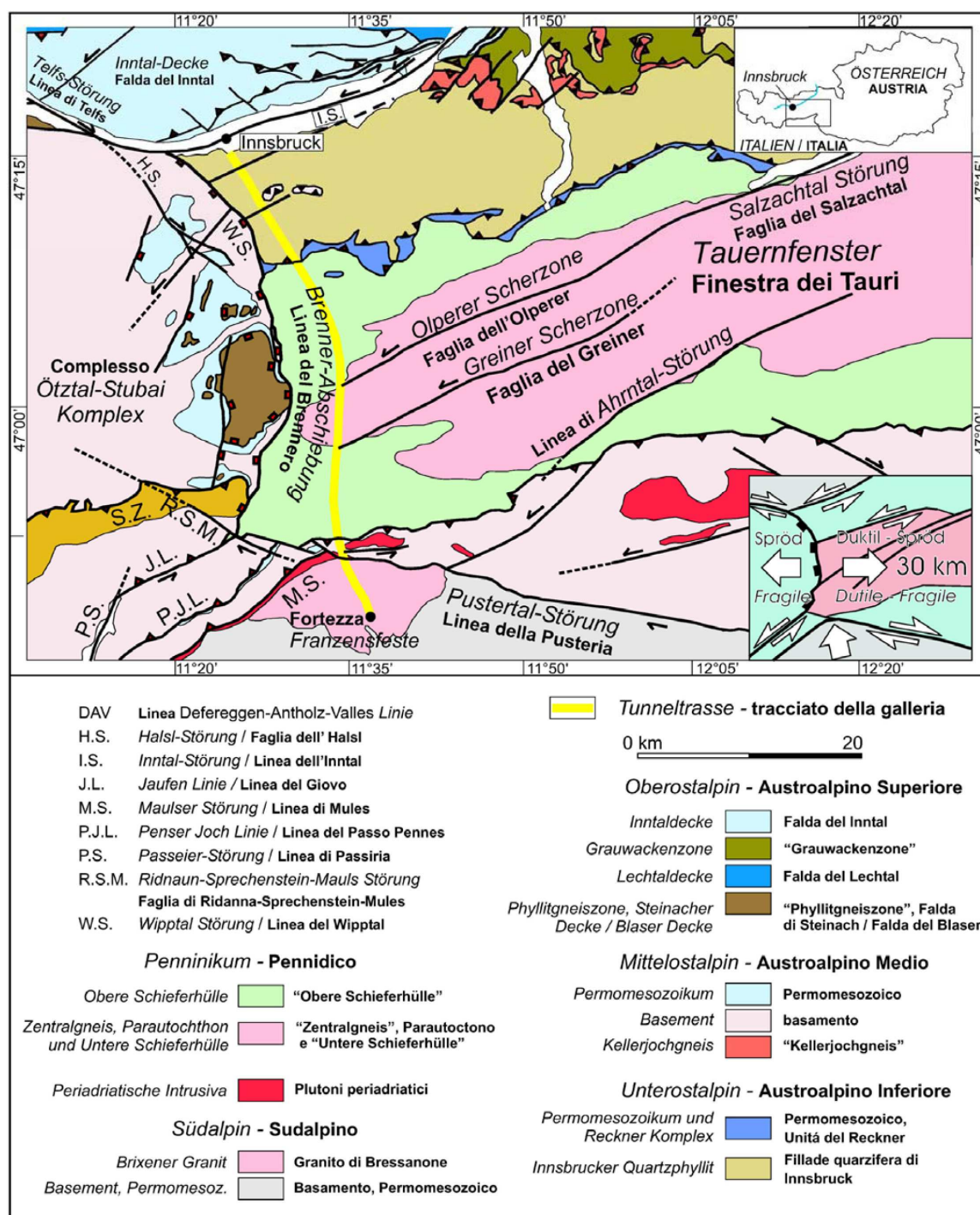


Figura 2-2: carta geologico-strutturale del Brennero (relazion BBT, 2008) che sintetizza le falde affioranti nella regione oggetto di studio.

Filladi quarzifere di Innsbruck - Appartenenti al dominio Austroalpino inferiore, la falda faceva parte del margine passivo continentale adriatico. Essa è costituita da un basamento prealpino ordoviciano (composto, nella sua porzione inferiore, da filladi quarzifere intercalate da prasiniti in facies scisti verdi e, nella sua porzione superiore, da gneiss occhiadini porfiroidi) e metasedimenti (dolomie ad ankerite e filladi grafitiche del Permiano) tettonicamente sovrapposti e da un complesso ofiolitico di probabile età giurassica (filladi sericitiche a clorite, filladi quarzifere con

intercalazioni di marmi calcarei del periodo Siluriano; marmi e filladi grafitiche del Siluriano superiore – Devoniano inferiore). Tale suddivisione stratigrafica, basata su confronti litostratigrafici, è stata compiuta da Mostler et al., (1982). A tetto dei complessi ofiolitici giurassici e cretacici sono presenti delle pieghe isoclinali coricate di età cretacea. Il nucleo di tali pieghe è composto da micascisti di elevato grado metamorfico. A letto dei metasedimenti permiani, è presente il contatto tettonico con i calcescisti della zona di Matrei, facenti parte del dominio Penninico. Nella valle di Navis, in corrispondenza del contatto tettonico con i calcescisti della finestra dei Tauri, è affiorante l'involucro ofiolitico di epoca siluriana.

Complesso dei Calcescisti – Complesso composto dai sedimenti dell'oceano interposto fra il margine europeo e quello africano prima della collisione che ha condotto all'orogenesi alpina. Essi sono costituiti per la maggior parte da filladi povere in carbonato e quarziti carbonatiche (Flysch dei Tauri). Inoltre si trovano filladi nere, filladi cloritiche calcaree, calcescisti e scisti ad epidoto e clorite. Su due livelli si intercalano megabrecce ed olistoliti ("Zolle esotiche"). Fra la val di Vizze, la val di Mules e il passo della Stanga presso Vipiteno (val d'Isarco), il complesso è costituito da sequenze mesozoiche di calcescisti con ofioliti metamorfiche (De Vecchi & Piccirillo, 1968; Baggio & De Vecchi, 1970; Lammerer et al., 1981; De Vecchi & Baggio, 1982; De Vecchi, 1989).

Gneiss Centrale (Zentralgneis) e relative coperture, – E' l'unità più profonda di tutta l'area di studio, nonché il nucleo delle due antiformi poste al centro della finestra tettonica dei Tauri (fig. 2-3).

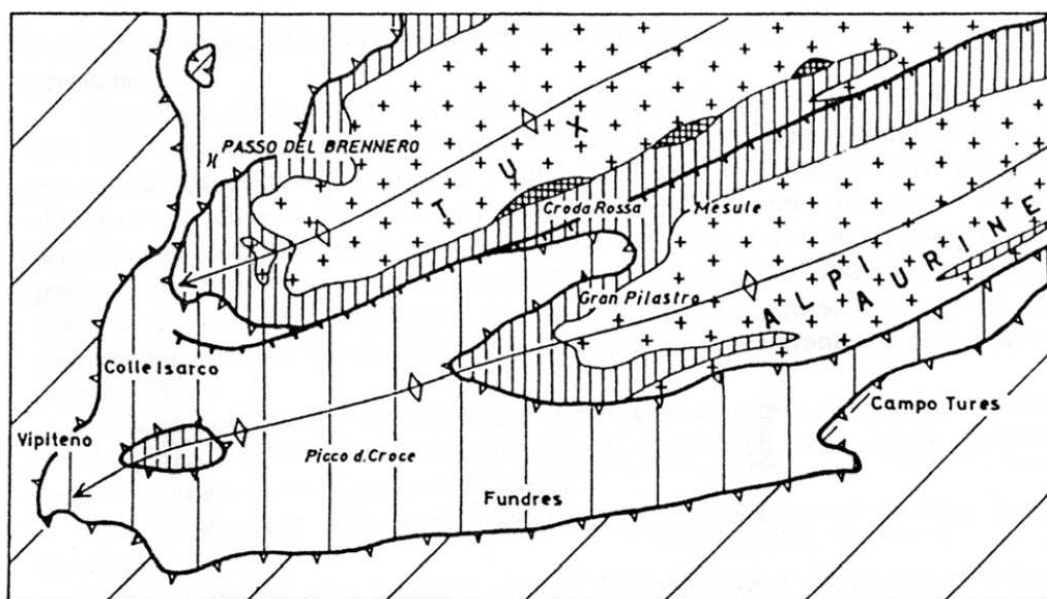


Figura 2-3: Schema tettonico del settore sud-occidentale della finestra dei Tauri (De Vecchi, 1989). Sono visibili, a nord, l'anticlinale del Tux, dove lo Gneiss centrale affiora nella regione oggetto di studio; a sud l'anticlinale del Gran Pilastro, dove la falda dello gneiss centrale affiora solo a est della regione oggetto di studio, lasciando il posto alle unità di copertura e al complesso dei calcescisti.

Essa è costituita da gneiss granitico-granodioritici e tonalitici omogenei o porfirici, con scistosità alpina da tenue a pervasiva. Allo Gneiss centrale sono associati anche alcuni corpi dioritico gabbrici e sistemi di filoni derivati da protoliti aplitico-pegmatitici e lamprofirici (Dal Piaz, 1934; Baggio et al., 1969; Lammerer et al., 1976; De Vecchi & Baggio, 1982; De Vecchi e Mezzacasa, 1986; Lammerer 1986, De Vecchi, 1989; Behrmann e Frisch, 1990). Alcune datazioni radiometriche con il metodo U/Pb sullo zircone magmatico dello gneiss granitico di Hornspitze (a est delle Mesule) e al di là del confine hanno fornito età variabili tra il Carbonifero sup. ed il Permiano inf. (310-290 Ma; Thöni, 1999). Al di sopra dello gneiss centrale affiorano anche altre unità metamorfosate di origine sedimentaria ascrivibili alla serie del Greiner. La serie del Greiner consiste in una sequenza di copertura trasgressiva Permo-Carbonifera e mesozoica (Giurassico) dapprima in facies continentale e poi marina. Essa è variabile in funzione della zona in cui affiora, testimoniando un ambiente paleogeografico complesso. Dal basso verso l'alto si hanno micascisti grafittici granatiferi, scisti a reticite e staurolite, paragneiss arcosici e gneiss conglomeratici, quarziti, marmi e dolomie a volte cariate, marmi fetidi in facies di Hochstengen (De Vecchi e Baggio, 1982). Oltre a tali rocce sono presenti anche rocce post varisiche. Tale falda è composta da una serie di

formazioni aventi complessi rapporti stratigrafici con lo gneiss centrale di letto (fig. 2-4). Esse affiorano nell'antiforme del Tux – Gran Veneziano insieme allo gneiss centrale.

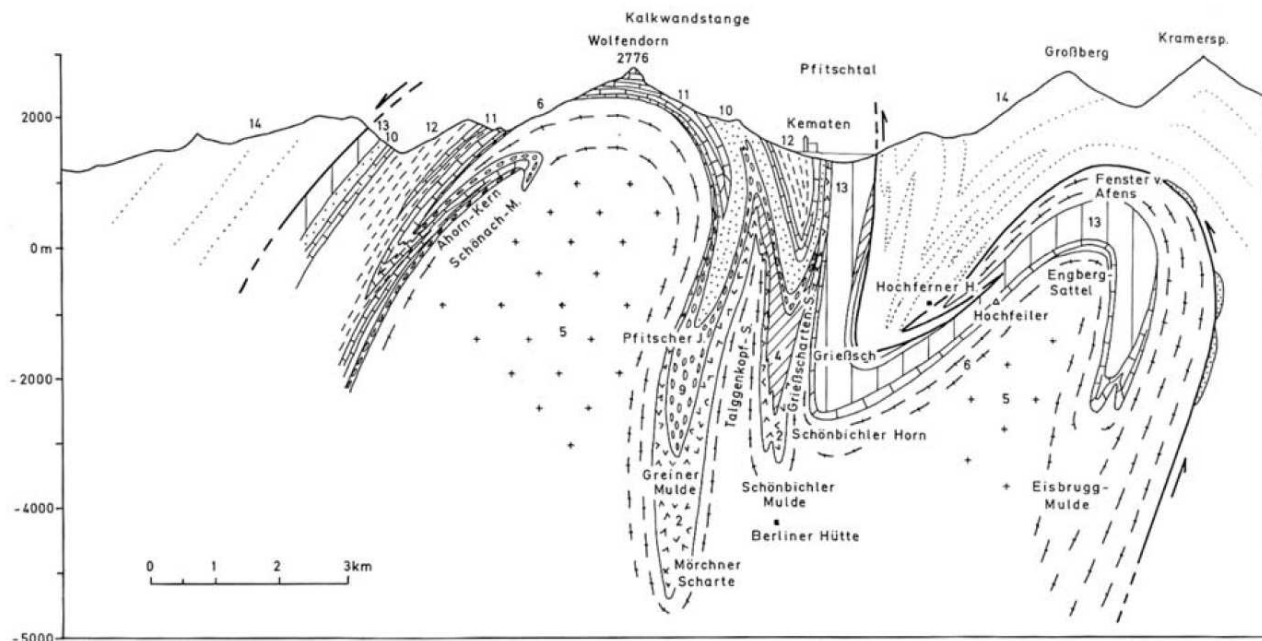


Figura 2-4: sezione geologica N-S attraversante la Spina di Lupo e la fal di Vize tratta da Lammerer (1986) che mostra i complessi rapporti intercorrenti fra lo Gneiss centrale e le numerose unità di copertura. I numeri indicano: Formazione del Greiner, Paleozoico antico: 1) serpentiniti, 2) meta basiti e facies iniettate, 3) interposte sequenze clastiche o agglomerati, 4) scisti a biotite e grafite (Furtschagleschiefer); Complesso dello Gneiss centrale: 5) gneiss centrale indifferenziato, 6) gneiss tettonitico, 7a) lamprofiri, 7b) orbicoliti, 8) inclusioni basiche; Permo- Mesozoico: 9) Permiano, clastico, 10) Trias: quarziti a ematite, marmi dolomitici, scisti a cloritoide, 11) Giurassico: scisti e quarziti a grafite, Fe-carbonati, marmo di Hochstegen, 12) Cretacico, eventualmente Terziario antico, 13) Mesozoico indifferenziato; Falde Penniniche: 14) calcescisti con ofiolitoidi.

Austroalpino – Il dominio austroalpino a sud della finestra dei Tauri è rappresentato da un basamento polimetamorfico (Complesso Merano-Mules-Anterselva; Baggio et al., 1969, 1971) e da limitate coperture monometamorfiche, derivate da protoliti di età permo-mesozoica (Sinclinale di Mules). Esso è costituito da paragneiss con intercalazioni di marmi, anfiboliti e gneiss granitici (Sander, 1925; Dal Piaz, 1934, 1936; Baggio et al., 1969, 1971; Borsi et al., 1973; Sassi et al., 1974; Bellieni e Visonà, 1981; Stöckhert, 1985). Sui due lati dell'Isarco vi sono i lembi permomesozoici di Stilves-Corno Bianco e Mules, non lontani dal Lineamento Periadriatico (Baggio et al., 1971). Nel lembo di Mules (Baggio et al., 1969) sono segnalati conglomerati metamorfici a ciottoli di quarzo e metarenarie con livelli pelitici (Permiano), alternanze di calcari ed arenarie (Scitico), calcari a bande (Anisico) e dolomie (Ladinico). Il lembo permo-mesozoico ha una debole impronta alpina documentata da età radiometriche alpine (Frank et al., 1977; Hammerschmidt, 1982).

Granito di Bressanone – E' uno dei plutoni intrusivi che caratterizzano il basamento metamorfico formato da un complesso di filladi e micascisti in facies scisti verdi (Sassi e Spiess, 1993) caratterizzante il dominio Sudalpino. Le prime datazioni radiometriche (Borsi et al., 1973), hanno documentato l'età permiana (280 Ma) del granito di Bressanone, affiorante nel settore più

meridionale dell'area di studio. Il magmatismo permiano delle Alpi Meridionali è rappresentato da una tipica suite calcicalina, con plutoni, filoni e vulcaniti di composizione acida e minori manifestazioni intermedie e basiche (Bonin et al., 1993; Visonà, 1995; Rottura et al., 1997, 1998). La sua genesi è stata attribuita ad una fase orogenetica e subduttiva tardo-varisica (Visonà, 1982; Bonin et al., 1993) o ad una estensione litosferica post-varisica, con risalita di astenosfera e fusione parziale di sorgenti mantelliche arricchite durante precedenti processi orogenici (Dal Piaz e Martin, 1998). Il plutone di Bressanone è un grande corpo lenticolare ad andamento est-ovest, intruso ad un livello crostale relativamente superficiale, al margine settentrionale del basamento sudalpino (Bigi et al., 1990). Il suo limite settentrionale è di natura tettonica, definito dalle linee delle Giudicarie Nord e della Pusteria (Lineamento Periadriatico); quello meridionale è di tipo intrusivo, con metamorfismo di contatto sui parascisti incassanti (Fillade Sudalpina). Esso è costituito da graniti biotitici, graniti a due miche e cordierite, graniti a olivina e/o granato e granodioriti biotitico-anfiboliche in genere a grana media. Il colore di fondo è biancastro, punteggiato dai minerali scuri (biotite, orneblenda). Sporadiche facies rosate, tipo Baveno, sono attribuite a processi di alterazione, ma non mancano termini di composizione più basica.

Corpi intrusivi oligocenici (Lamella tonalitica) Lungo il margine settentrionale del granito di Bressanone, affiorano sottili corpi tonalitici di età oligocenica (Lamella Tonalitica) con foliazione primaria e/o per parziale cristallizzazione dinamica e/o intensa cataclasi. I caratteri composizionali e tessiturali della lamella tonalitica di Mules sono totalmente diversi da quelli del plutone permiano di Bressanone ed il loro contatto è di indiscussa natura tettonica: la lamella tonalitica è infatti composta da una foliazione milonitica sub verticale immergente verso N (Bistacchi et al., 2003) e differisce totalmente dall'isotropo plutone del granito di Bressanone. Inoltre la Lamella tonalitica si è raffreddata, dall'oligocene a oggi, passando da temperature di circa 450°C a meno di 100°C, datando così il *fabric* milonitico della foliazione della lamella e epoche pre-oligoceniche (Mancktelow et al., 2001).

Il profilo geologico riportato in figura 2-5, tracciato seguendo il profilo del tunnel ferroviario, mostra i rapporti stratigrafico-tettonici fra le varie falde sopra elencate.

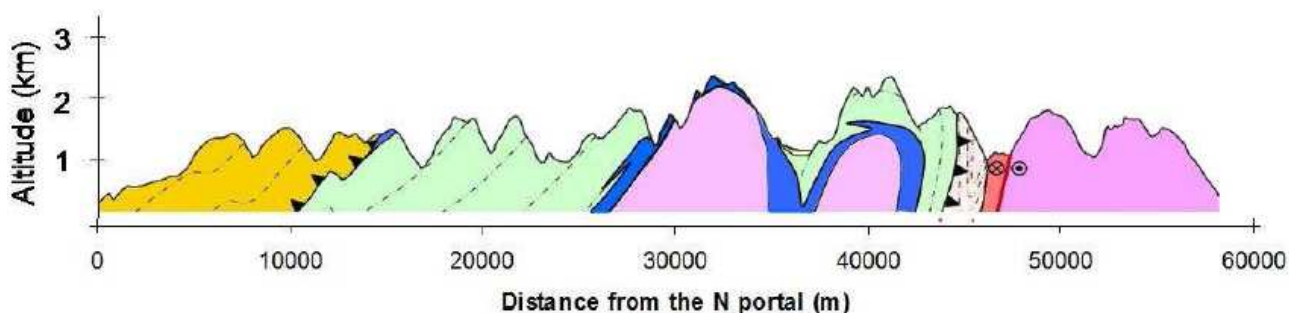


Figura 2-5: Profilo geologico lungo il tunnel ferroviario del Brennero. Per la legenda delle unità tettoniche si rimanda alla figura 2-2. Da sinistra verso destra, in ocre le filladi quarzifere di Innsbruck; in celeste il complesso dei Calcescisti; in blu il “tetto vecchio”; in rosa il Central Gneiss; in bianco l’Austroalpino; in rosso la Lamella tonalitica e in fucsia il Granito di Bressanone. La linea rossa indica la localizzazione del Lineamento Periadriatico.

Evoluzione metamorfica

All’interno della finestra dei Tauri, nell’ambito dell’orogenesi alpina, si registrano tre eventi metamorfici alpini. Il primo evento, in facies eclogitica, avviene nel Terziario (oligocene), e si hanno evidenze di esso, sotto forma di eclogiti, al bordo meridionale della finestra tettonica, ad alcune decine di km a est della regione oggetto di studio (Hock et al., 1994). Il secondo si sviluppa in facies scisti blu, ed è testimoniato da relitti mineralogici (p.es. pseudomorfofosi da lawsonite, fengiti ricche in Si nelle metavulcaniti, relitti di Na-anfiboli – glaucofane, crossite) nelle ofioliti presso il settore centrale della finestra, lontano dalla zona di studio (Höck et al., 1994; relazione interna BBT, 2008). Il terzo evento si sviluppa in facies da scisti verdi ad anfibolitica ed aumenta di intensità dai bordi al centro delle finestre. La facies anfibolitica è infatti presente in corrispondenza delle due antiformi e, in modo meno marcato, nel settore orientale della finestra, mentre la facies in scisti verdi si sviluppa soprattutto nelle aree periferiche della finestra (Complesso dei calcescisti) e nel settore meridionale, evidenziando come il corpo centrale della finestra tettonica abbia un’origine più profonda rispetto alla regione circostante. Le temperature stimate per l’ultimo evento sono fra i 450°C ed i 550°C (Höck et al., 1994; Zimmermann et al., 1994). Secondo von Blanckenburg et al., (1989) e Christensen et al., (1994), le massime temperature sono raggiunte durante l’Oligocene, a circa 30 Ma. Le deformazioni duttili terminano a circa 15 Ma (Glodny et al., 2008).

Nell’Austroalpino immediatamente a sud della finestra tettonica sono stati riconosciuti un metamorfismo regionale in facies anfibolitica a cianite-staurolite - sillimanite, attribuito all’Ordoviciano (500-450 Ma), un magmatismo acido ordoviciano (450-440 Ma), una sovrainpronta varisica di relativa bassa pressione ed un metamorfismo eoalpino (Cretacico), limitato alla fascia di basamento (Sassi et al., 1974; Borsi et al., 1973; Bellieni e Visonà, 1981; Guhl e Troll, 1987).

Evoluzione tettonica

La finestra tettonica dei Tauri è stata portata a giorno dalla faglia estensionale del Brennero, linea tettonica attivata dalla spinta della microplacca Adriatica contro il continente Europeo (Selverstone 1988; Ratschbacher et al., 1991a, b; Frisch et al., 2000) e che delimita a ovest l'area di studio partendo da Innsbruck fino a Vipiteno. A tetto della faglia è presente la falda Austroalpina dell'Oetzal, mentre le unità Pennidiche della finestra dei Tauri, insieme alla falda delle filladi quarzifere di Innsbruck, affiorano al suo letto. La linea è un orizzonte deformativo, spesso circa 1 km, caratterizzato da miloniti in facies scisti verdi di bassa temperatura, inclinate verso W di 20°, da un fabric SC' penetrativo nei calcescisti del Glockner e da faglie fragili a medio angolo. La cinematica è distensiva, con abbassamento del tetto (Austroalpino) verso ovest ed esumazione delle unità di letto (Pennidico) verso est (Figura 2-6).

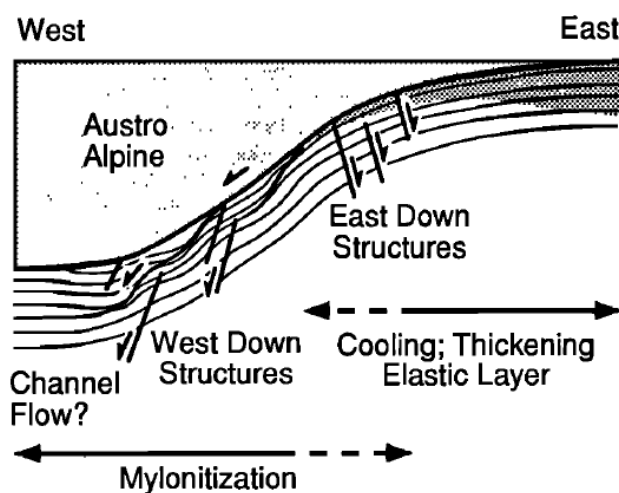


Figura 2-6: Schema tettonico da Axen et al., (1995), che mostra il comportamento estensionale della faglia del Brennero. L'inclinazione media in superficie è di circa 20°, ed il meccanismo di dislocazione ipotizzato è il "*rolling hinge*"

Il processo è documentato da un notevole differenze di età di raffreddamento attraverso la linea tettonica: le miche nell'Austroalpino a tetto hanno età eoalpine (Cretacico superiore), mentre miche e granato nelle unità di letto hanno età di raffreddamento Rb-Sr variabili tra l'Oligocene ed il Miocene medio (Thöni & Hoinkes, 1987; von Blackenburg et al., 1989; Christensen et al. 1994; Genser et al 1996; Elias, 1998). Analogo gap è indicato dalle età ottenute con il metodo delle tracce di fissione su zircone ed apatite: dal Cretacico superiore all'Oligocene inf. nell'Austroalpino a tetto del *detachment* del Brennero, dal Miocene medio al Miocene superiore nelle unità a letto, con età più giovani in corrispondenza della finestra dei Tauri ed età più antiche a sud della linea della Pusteria (Grundmann & Morteani, 1985; Grundmann, 1987; Elias, 1998; Fügenschuh et al., 1997; 2000). Alla scala della catena, la dislocazione del Brennero favorisce la denudazione tettonica delle unità pennidiche della finestra e la loro migrazione verso il Bacino Pannonico (Ratschbacher et al.,

1991). E' generalmente accettata l'ipotesi che le principali fasi di ripiegamento siano contemporanee al *lateral escape* estensionale (Ratschbacher et al., 1991; Selverstone, 1993; Lammerer e Weger 1998; Fügenschuh et al. 1997; 2000; Frisch et al., 2000), disegnando così un quadro geodinamico simile a quello del Sempione, differenziato unicamente per la presenza a tetto di unità appartenenti a domini differenti e per l'assenza, nell'area oggetto di studio nella regione del Sempione, di zone di intrusione magmatica. Come per il Sempione, Axen et al., (2001) ed Axen e Bartley (1997) ipotizzano che la faglia abbia uno stile deformativo di tipo *rolling hinge*.

Le datazioni disponibili sulle miloniti in facies scisti verdi della faglia normale indicano che la denudazione tettonica della Finestra dei Tauri occidentale dovrebbe iniziare al limite Eocene-Oligocene, (età di cristallizzazione del granato: Selverstone, 1993; Selverstone et al., 1993; Chritiensen et al., 1994; Axen et al., 1995). Altri autori ritengono che l'attività della Linea del Brennero divenga però rilevante (rigetto, influenza tettonica sulla regione) solo a partire dal Miocene inferiore (Fügenschuh et al., 1997; 2000; Frisch et al., 2000). Viola et al. (2001) e Massironi et al., (2006) sostengono che dal Miocene la linea del Brennero, oltre a risentire della penetrazione della microplacca Adriatica nel continente Europeo, si connette con la linea delle Giudicarie, seguendone la storia evolutiva.

La linea della Pusteria è l'elemento tettonico che separa la microplacca Adriatica dal continente Europeo ed è inoltre il confine fra i domini delle Alpi meridionali e Austroalpino – Penninico. La linea, facente parte del sistema periadriatico, divide la Lamella Tonalitica e le unità Austroalpine affioranti a sud della finestra dei Tauri dal Granito di Bressanone all'altezza della val di Mules; essa poi prosegue verso sud-ovest connettendosi alla linea delle Giudicarie Nord attraverso la faglia di Merano-Mules. Il lineamento Periadriatico è un sistema tettonico lunga circa mille chilometri che attraversa l'arco alpino in tutta la sua lunghezza. Zwingmann e Mancktelow (2004), basandosi sulle datazioni dei *gouge* di faglia, ritengono che le faglie facenti parte del sistema periadriatico non possono aver avuto attività sincrona: infatti l'attivazione del lineamento periadriatico è avvenuta in epoche diverse a seconda della regione considerata. I dati termocronologici collezionati da Luth e Willingshofer, (2008), lavorando su dati di bibliografia, mostrano che a sud della linea della Pusteria il raffreddamento è stato molto più lento (il tempo di chiusura per le tracce di fissione in apatite risulta di circa 10 Ma a nord e 15 – 20 Ma a sud) rispetto alla porzione settentrionale, mostrando come le due regioni abbiano avuto una storia esumativa differente.

La linea della Pusteria è dislocata dalla zona di faglia di Sprechenstein Mules, una linea trascorrente destra immergente ad alto angolo verso NE e che nell'area di studio è caratterizzata da numerosi *step-over* contrazionali. Il *gouge* di faglia associato a questo elemento è stato stimato da

Zwingmann e Mancktelow (2004) risalente al Miocene medio. Bistacchi et al., (2010) definiscono il sistema di faglie post oligocenico: esso delimita a SW le unità appartenenti alla finestra dei Tauri dall'altezza dell'abitato di Vipiteno sino a Fanes, prosegue poi verso SE attraversando il basamento austroalpino, limitando verso est le coperture della sinclinale di Mules e tagliando la lamella tonalitica ed il granito di Bressanone (fig. 2-7). Attraverso la faglia di Sprechenstein-Mules, il moto della linea del Brennero viene in parte trasferito alla, linea della Pusteria favorendo così l'esumazione tettonica della finestra dei Tauri e la sua estrusione laterale. La faglia è caratterizzata dalla presenza di una spessa fascia cataclastica (sino a 200 m circa). Come anticipato in precedenza, la linea tettonica genera un versante strutturale a NE del monte cima di Campo che, ad alta quota, risulta essere particolarmente instabile a causa della bassa qualità dell'ammasso roccioso costituito spesso da cataclasiti e brecce di faglia più o meno grossolane.

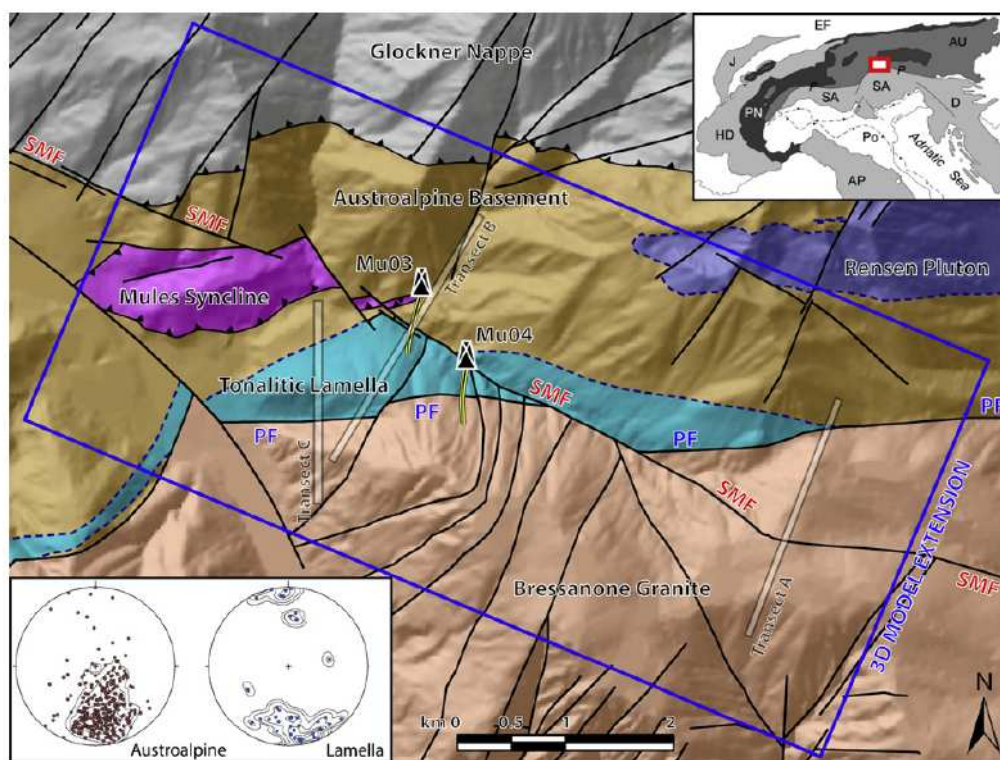


Figura 2-7: Carta tettonica della faglia Sprechenstein - Mules (SMF) da Bistacchi et al., 2010. La faglia

3. Metodologie

Lo studio dell'evoluzione termica di una regione può essere effettuato attraverso l'uso dei sistemi termocronologici. Diversi autori si sono serviti della termocronologia per comprendere le dinamiche di evoluzione fisica e geologica delle catene montuose (Persano et al., 2002; Steck e Hunziker, 1994; Pignalosa et al., 2010; Vernon et al., 2008). In particolar modo, la termocronologia di bassa temperatura consente, attraverso la comprensione dell'evoluzione nel tempo del campo termico, di ottenere informazioni che possono contribuire a ricostruire l'evoluzione topografica della regione studiata. Questo tipo di sistemi termocronologici si sviluppa in minerali come l'apatite, e sono le tracce di fissione (AFT) e l'elio prodotto dal decadimento di uranio e torio, (U-Th)/He. Essi consentono di studiare, rispettivamente, la storia del raffreddamento crostale a 120 - 110°C e 70 - 50°C (Carlson et al., 1999; Laslett et al., 1987; Wagner, 1968; Zeitler et al. 1987; Wolf et al. 1996, 1997).

Nell'ambito di questo lavoro AFT e (U-Th)/He sono serviti per comprendere la storia tettonica, esumativa e morfologica delle regioni del Sempione e del Brennero fra il Miocene ed il Quaternario. Per conseguire tale obiettivo è stato utilizzato un modello numerico che ha cercato di riprodurre in modo iterativo la storia tettonica, di raffreddamento e di evoluzione topografica che meglio si adattasse al *dataset* a disposizione (Campani et al., 2010; Pignalosa et al., 2010 per quel che concerne il Sempione; questa tesi per quel che concerne il Brennero).

Il principio basilare su cui si fonda la termocronologia è che, all'interno di un dato minerale contenuto in un ammasso roccioso, viene trattenuto il prodotto del decadimento radioattivo degli isotopi contenuti in esso. Tale ritenzione avviene solo al di sotto di una determinata temperatura detta temperatura di chiusura (T_c) (Dodson, 1973). Una volta che il minerale è sceso al di sotto della temperatura di chiusura, comincia l'accumulo dei prodotti dovuti al decadimento radioattivo degli isotopi presenti, tali prodotti possono essere tracce di danno nel reticolo cristallino, come nel caso delle tracce di fissione, o accumulo di elio, sempre all'interno del cristallo analizzato, nel caso del decadimento dell'uranio e del torio. Maggiore sarà l'accumulo dei prodotti appena elencati, maggiore sarà il tempo trascorso al di sotto della temperatura di chiusura da parte del minerale e di conseguenza dell'ammasso roccioso che lo contiene. Ciò darà un'informazione importante concernente l'evoluzione termica della regione studiata.

Le storie di raffreddamento derivate dai dati termocronometrici possono essere tradotte in termini di movimento verso la superficie delle rocce attraverso la crosta terrestre. Questo movimento verso l'alto può essere definito come "esumazione", nel caso in cui la venuta a giorno dei livelli più profondi della crosta sia dovuta esclusivamente all'erosione legata agli agenti atmosferici (England e Molnar, 1990), o come denudazione (tettonica) se tale movimento è

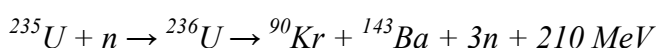
conseguenza di dislocazioni lungo faglie normali (*unroofing*, Moores et al., 1968; Amstrong, 1972; Ring et al., 1999).

Importante è l'influenza del campo termico nella regione più superficiale. Qui il campo termico terrestre infatti, tende a seguire la geometria della topografia in modo smorzato (Stüwe et al. 1994); in particolare, per via di fenomeni dovuti alla diffusione del calore fra crosta e atmosfera, le isoterme in presenza di valli risulteranno più compresse rispetto a quelle in aree di rilievo. Ciò comporta un gradiente geotermico più marcato in corrispondenza della valli rispetto alle aree circostanti, è un gradiente minore in presenza dei rilievi. Tale differenza di gradiente fra punti diversi della crosta di una regione in studio, può portare a interpretazioni errate sulla storia esumativa; oltre a ciò, anche l'attività tettonica può influire in modo importante sulle età di raffreddamento di una determinata regione (Campani et al., 2010; Mancktelow e Grasemann, 1997). Quindi, al fine di evitare errori di sovrastima o sottostima delle velocità con cui hanno agito i processi esumativi (Braun, 2002; Mancktelow e Grasemann, 1997; Stüwe et al. 1994), è importante avere come condizione vincolante un buon modello termico e tettonico della regione oggetto di studio.

Nei seguenti paragrafi verranno brevemente descritti i sistemi termocronologici usati, dopodiché verrà descritta la procedura adottata per l'elaborazione del modello morfotettonico.

Tracce di fissione in apatite

Le rocce contengono isotopi radioattivi in traccia. Essendo instabili, al loro decadimento, essi si scindono in due atomi ionizzati attraverso il fenomeno della fissione nucleare; tali ioni, attraversando il reticolo cristallino, lasciano una traccia di danno all'interno del cristallo. Gli isotopi radioattivi che concorrono a tale fenomeno appartengono alla serie degli attinidi; hanno massa atomica maggiore di 230 e numero atomico maggiore di 90. Nel gruppo degli attinidi, gli isotopi rilevabili in modo apprezzabile nelle sostanze naturali appartengono al torio e all'uranio; ovvero ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U . La maggior parte delle tracce di danno dovute alla fissione di questi elementi derivano dal ^{238}U . Se con n si indica un neutrone generico, l'uranio può entrare in fissione (indotta da un neutrone lanciato contro un ^{235}U nel seguente modo:



Gli elementi prodotti sono, in questo caso, kripton e bario; questi ultimi, viaggiando nel reticolo cristallino, producono la traccia di danno sopra citata, detta traccia di fissione, che rivela appunto l'elemento padre appena decaduto. L'energia sprigionata è di 210 MeV, di cui 170 MeV sono liberati sotto forma di energia cinetica (Wagner e van der Haute, 1992). I due elementi hanno

massa differente, ma medesima energia cinetica pertanto il pesante compierà un percorso più breve e viaggerà più lentamente del leggero.

La larghezza della traccia è di norma di 5 nanometri, mentre la lunghezza può variare fra il micron e qualche millimetro; queste dimensioni variano in funzione della carica, dell'energia cinetica e del tipo di reticolo cristallino attraversato. L'area di danno a contorno può arrivare fino a 10 nanometri di distanza dalla traccia vera e propria. La forma della traccia è quella di un difetto lineare rettilineo ben distinto: al microscopio elettronico è possibile osservare che al centro della traccia il reticolo è distrutto, mentre è alterato e ricco in difetti puntuali ai bordi, come è visibile in figura 3-1 (Yada et al., 1981).

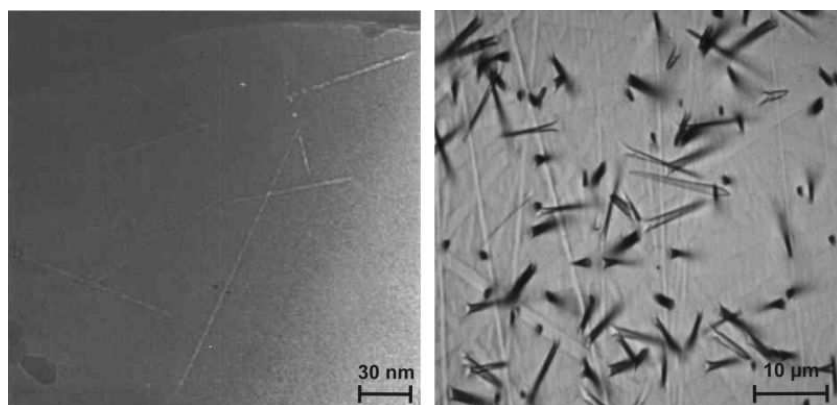


Figura 3-1: Immagini di tracce di fissione al microscopio elettronico (a sinistra) e al microscopio ottico. A destra le tracce sono evidenziate grazie all'attacco chimico.

L'ipotesi più accreditata concernente la formazione della traccia è stata formulata da Fleischer et al., (1965, 1975). Essa prevede che una particella caricata positivamente strappi gli elettroni appartenenti agli atomi costituenti il reticolo cristallino lungo il suo percorso, lasciando così una regione lineare di atomi ionizzati positivamente; come conseguenza delle forze repulsive di Coulomb, essi tendono a respingersi fra loro creando una regione vuota, ovvero squarciano il reticolo stesso; di conseguenza la regione circostante, fino a quel momento rimasta indisturbata, si deforma per far posto agli ioni che si sono spostati dalla loro posizione originaria. La teoria alternativa riguarda l'attivazione termica del movimento degli ioni e non dovuta al flusso neutronico (Seitz, 1949; Chadderton e Montgau-Pollok, 1963). Chadderton, (2003), ritiene che entrambi i modelli concorrano alla genesi delle tracce di fissione.

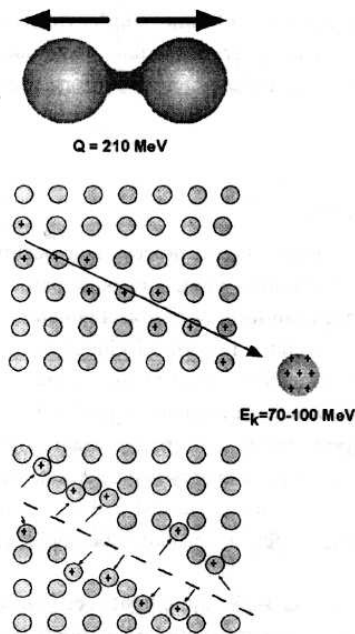


Figura 3-2: Processo di formazione delle tracce di fissione secondo la teoria dello *ionization spike model*

Attacco chimico

Data la loro dimensione, le tracce di fissione sono osservabili col solo ausilio del microscopio elettronico. L'unico sistema per osservarle con mezzi più accessibili come i microscopi ottici è attraverso l'attacco acido del campione. L'operazione consente la corrosione dell'area a bordo della traccia, i cui legami atomici sono stati indeboliti rispetto al resto del cristallo dalla formazione della traccia stessa. Le modalità di attacco chimico sono state stabilite da diversi autori, fra cui Wagner e Van der Haute, (1992). Solo le tracce a contatto con la sostanza attaccante potranno essere rilevate. L'attacco chimico ha effetto sia sulla superficie del cristallo che sulla traccia. Entrambe verranno corrose a una velocità V_g longitudinalmente alla traccia stessa, mentre verrà corrosa verso il fondo a una velocità maggiore (di norma di una decina di volte V_g), V_t . Il rapporto fra queste due velocità è caratteristico per ogni tipo di minerale e reagente chimico; nelle apatiti, i tassi di corrosione sui piani prismatici che contengono l'asse c sono molto minori dei tassi di corrosione sulla faccia basale. La differenza di tassi di corrosione farà in modo che la traccia assuma una forma definibile come conica (figura 3-3).

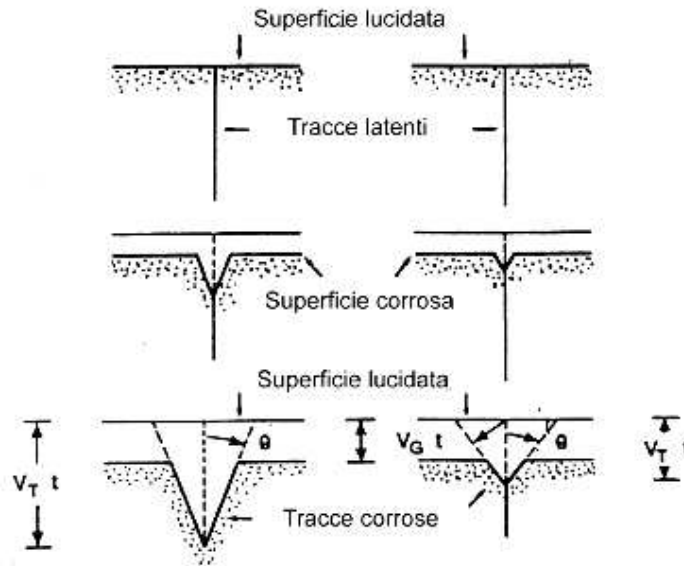


Figura 3-3: Schema di sviluppo di tracce con incidenza normale per tre gradi di attacco chimico (non attaccate; mediamente attaccate; pienamente attaccate. Da Zattin, 1998)

L'angolo critico θ_c che il cono formerà con la superficie del cristallo, è descritto dalla relazione fra V_g e V_t (Fleischer et al., 1975):

$$\theta_c = \sin^{-1} \left(\frac{V_g}{V_t} \right) \quad (1)$$

Introducendo il concetto di efficienza di corrosione η , che equivale al $\cos^2 \theta_c$, è possibile definire la densità delle tracce latenti attaccate chimicamente ρ_E , che è proporzionale all'efficienza di corrosione e alla densità di tracce latenti effettivamente presenti, ρ_L sulla superficie del cristallo che è stata attaccata dagli agenti chimici:

$$\rho_E \equiv \eta \rho_L = \rho_L \cos^2 \theta_c = \rho_L \left(1 - \frac{V_g^2}{V_t^2} \right) \quad (2)$$

Gli esperimenti mostrano che i valori di θ_c di circa 25-35° per i vetri naturali e minori di 10° per i cristalli (Kahn e Durrani, 1972).

Il processo di corrosione per attacco chimico può essere schematizzato in tre punti:

- le tracce sono al di sotto del limite di osservabilità;
- rapido aumento delle tracce visibili (fase di *underetching*), soprattutto per le tracce che intersecano la superficie del cristallo;
- un più lento aumento del numero delle tracce visibili con la rivelazione delle tracce confinate (fase di *overetching*).

Le tracce visibili utilizzate per ricerche sulla lunghezza delle stesse possono essere suddivise in due gruppi, visibili in figura 3-4.

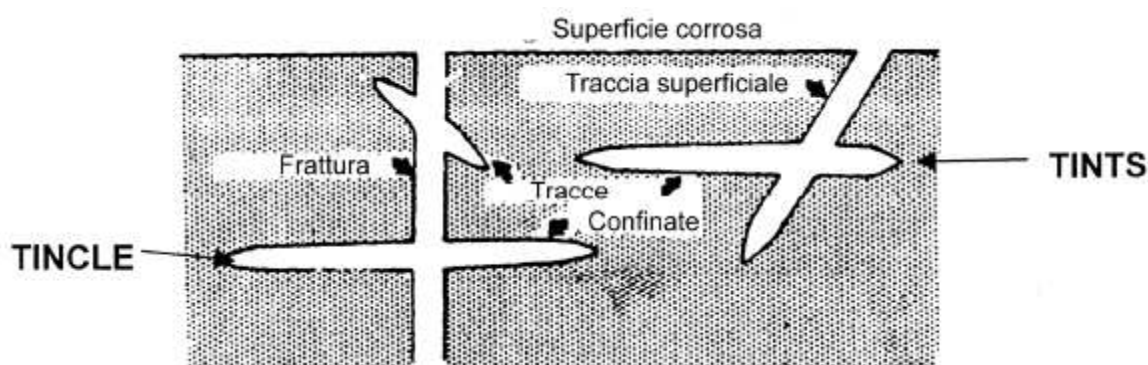


Figura 3-4: Sezione didascalica che mostra le diverse tipologie di tracce sottoposte ad attacco acido.

Il primo riunisce tutte le tracce che intersecano direttamente la superficie del cristallo; queste tracce sono contate anche per la datazione. Il secondo riunisce le tracce cosiddette confinate, che sono completamente incluse all'interno del cristallo ma che vengono rivelate per attacco chimico poiché esse intersecano altre tracce, clivaggi o fratture che raggiungono la superficie del cristallo. Tali tracce sono chiamate con gli acronimi TINT (*Tracks IN Tracks*) e TINCLE (*Tracks IN CLeavage*) secondo la dicitura di Bhandari et al., (1971).

Ovviamente, oltre all'orientazione cristallografica del minerale, risulta molto importante anche il tipo di reagente chimico. Infatti, sulla stessa faccia cristallografica, le forme e i diametri degli *etch pits* possono variare a seconda della diversa anisotropia di attacco dei reagenti. Generalmente è meglio utilizzare reagenti chimici che rivelino le tracce con la massima efficienza possibile in maniera isotropa.

Datazione

Le tracce possono essere generate solo da particelle molto cariche (Price e Walker, 1963). Le tracce naturali si generano quasi esclusivamente da ^{238}U . (ciò non vale per le meteoriti, in quanto i raggi cosmici eccitano la fissione di altri isotopi oltre a quello sopra citato, Wagner e Van Der Haute, 1992). Questo aspetto è basilare per la datazione.

Il principio è lo stesso delle normali datazioni basate sul decadimento radioattivo. Il decadimento è una reazione del primo ordine e si sviluppa a un tasso proporzionale al numero di isotopi padre N_p che rimangono nel tempo t .

$$\frac{dN_p}{dt} = -\lambda N_p \quad (3)$$

Quindi il tasso di isotopi decaduti nel tempo corrisponde al numero di isotopi padre moltiplicato per una costante di decadimento λ espressa in anni^{-1} . L'integrazione dell'equazione

differenziale sopra esposta si fa considerando la quantità iniziale di isotopi padre all'inizio del processo, ovvero al tempo $t = 0$, che si indicherà con $(N_p)_0$. La soluzione dell'equazione sarà allora

$$N_p = (N_p)_0 e^{-\lambda t} \quad (4)$$

La (4) è la classica equazione usata per descrivere la variazione in quantità di isotopi padre nel tempo. Per determinare l'età di un campione è necessario conoscere anche la quantità di isotopi generati N_s . Tale quantità, essendo data direttamente da N_p , è calcolabile come $N_s = (N_p)_0 - N_p$. Riscrivendo l'equazione (4) in funzione di N_p sarà possibile sfruttare quanto appena scritto per N_s .

$$(N_p)_0 = N_p e^{\lambda t} \quad (5)$$

Da cui si ricava, con le opportune sostituzioni

$$N_s = N_p (e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

Il tempo t sarà allora

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N_s}{N_p} + 1 \right) \quad (7)$$

Quella appena mostrata è l'equazione usata da tutti i sistemi di datazione radiometrica, nonché l'equazione di base da sfruttare per le datazioni con il metodo delle tracce di fissione. Nel caso in questione, N_s è il numero di tracce di fissione dovuto al decadimento radioattivo spontaneo del ^{238}U . L'uranio 238 decade sia spontaneamente che per collisione con un neutrone (particella α). La costante di decadimento λ_d sarà allora data dalla somma della costante di decadimento per fissione spontanea λ_f e per scontro con una particella α , λ_α .

Osservando l'equazione 6 si capisce che il numero totale di decadimenti dovuto a fissione sarà λ_f / λ_d . Di conseguenza, il numero totale di tracce spontanee sarà dato, inserendo il rapporto appena descritto da

$$N_s = \frac{\lambda_f}{\lambda_d} N_p (e^{\lambda_d t} - 1) \quad (8)$$

Essendo la costante di decadimento per fissione spontanea di diversi ordini di grandezza inferiore a quella per il decadimento delle particelle alfa, si può approssimare che la costante di decadimento corrisponde a quella di decadimento delle particelle alfa. In tal caso si può scrivere, specificando il tempo:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_d} \right) \left(\frac{N_s}{N_p} \right) + 1 \right] \quad (9)$$

La quantità di uranio ancora presente nel cristallo può essere determinata facilmente attraverso l'irraggiamento del campione con neutroni termici in un reattore nucleare. L'irradiazione induce la fissione artificiale dell' ^{235}U ed il numero totale di atomi in fissione è dato da:

$$N_i = {}^{235}\text{N} \sigma \phi \quad (10)$$

Dove ${}^{235}\text{N}$ è la densità di atomi di uranio-235 presente nel cristallo, σ rappresenta la sezione trasversale, ovvero la probabilità per un atomo di U di assorbire un neutrone termico, e ϕ è la densità del flusso di neutroni con cui il campione è stato irraggiato. Uranio 235 e 238 sono in rapporto costante fra loro; quindi, attraverso tale rapporto (${}^{235}\text{N}/{}^{238}\text{N} = I$, dove ${}^{238}\text{N}$ corrisponde a N_p), è possibile risalire alla quantità di uranio 238 presente nel campione analizzato. L'equazione 10, in tal caso, diviene

$$N_i = {}^{238}\text{N} I \sigma \phi. \quad (11)$$

Essendo N_p uguale a ${}^{238}\text{N}$, è possibile riscrivere l'equazione numero 9 usando la quantità di tracce ricavate dall'irraggiamento artificiale fatto in reattore e in cui, grazie all'equazione 10, si conosce la densità di uranio 235 presente nel campione e, di conseguenza, quella di uranio 238, che è l'elemento padre necessario alla nostra datazione. Se ne ricava che l'equazione 9 riscritta ha in se sia i mezzi per risalire alla quantità di elemento padre che quelli per stimare la quantità di elemento figlio, e quindi la possibilità di risalire in modo pratico alla stima dell'età di raffreddamento del campione. Alla luce di queste considerazioni, l'equazione 9 assumerà la seguente forma:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \left(\frac{N_s}{N_i} \right) I \sigma \phi + 1 \right] \quad (12)$$

N_s ed N_i sono entrambe densità di tracce di fissione per unità di volume. Essendo contate al microscopio, ovvero su di un singolo piano casuale del cristallo analizzato, bisogna ricondurre tale densità di volume a densità di area. Le seguenti equazioni di conversione consentono questa operazione:

$$\rho_s = g_s N_s R_s \eta_s f(t)_s q_s ; \quad \rho_i = g_i N_i R_i \eta_i f(t)_i q_i \quad (13)$$

con $\rho_{s,i}$ = densità di tracce superficiali;

$g_{s,i}$ = fattore di geometria;

$R_{s,i}$ = lunghezza media di una traccia dopo l'attacco chimico;

$\eta_{s,i}$ = fattore di efficienza dell'attacco chimico;

$f(t)_{s,i}$ = fattore legato al tempo di attacco chimico;

$q_{s,i}$ = fattore di osservazione.

Il fattore di geometria, riferito al cristallo prima dell'attacco chimico, per definizione è costante; esso è 1 per superfici interne e 0.5 per superfici esterne. Nello stesso materiale inoltre, la lunghezza media delle tracce dopo l'attacco è praticamente uguale, quindi $R_s = R_i$; ne consegue che il loro rapporto è unitario (Togliatti, 1965; Bhandari et al., 1971). I valori di efficienza e tempo dell'attacco chimico e dell'osservazione sono funzione delle tecniche usate e dell'operatore che

conduce le analisi. Le equazioni 13, messe in rapporto fra loro, sono allora sintetizzabili nei seguenti fattori: $G = g_i/g_s$, che è un fattore geometrico delle superfici investigate (variabile fra 0.5 ed 1); e un fattore di procedura denominato $Q = \eta_i f(t)_i q_i / \eta_s f(t)_s q_s$, che è 1 se il rilevamento delle tracce spontanee ed indotte è condotto con le stesse condizioni di osservazione. L'equazione 12 può essere quindi riscritta in due modi:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) QGI\sigma\phi + 1 \right] \quad \text{Per campioni antichi;}$$

$$t = \frac{1}{\lambda_f} \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) QGI\sigma\phi \quad \text{Per campioni giovani.}$$

L'ultima dà un margine di errore rispetto alla prima dell'1%. I valori della costante di decadimento dei raggi alfa e del rapporto $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ sono stati calcolati rispettivamente da Jaffey et al., (1971); e Cowan et al., (1976); sono raccomandati dalla sottocommissione di geocronologia dell'IUGS. Per quel che concerne i valori di sezione trasversale e del decadimento della fissione spontanea, essi sono ancora dibattuti, in quanto si hanno diverse metodologie di calibrazione che portano a risultati diversi per quel che concerne i valori di sezione trasversale, mentre per i valori di decadimento si è arrivati a più di 40 determinazioni differenti. Si rimanda a Wagner e van Der Haute, (1992), per l'approfondimento di tale problematica. I valori ritenuti più corretti sono presenti nella tabella seguente (Hurford, 1986):

$$\lambda_\alpha = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ anni}^{-1}$$

$$\lambda_f = 8.46 \cdot 10^{-17} \text{ anni}^{-1};$$

$$I = 7.2527 \cdot 10^{-3};$$

$$\sigma = 570.8 \cdot 10^{-24} \text{ cm}^2.$$

Alla luce di tali parametri, si avrà che le equazioni definitive per il calcolo delle età avranno la seguente forma:

$$t = 6.446 \cdot 10^9 \ln \left[7.606 \cdot 10^{-18} \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) QG\phi + 1 \right]; \quad (14)$$

$$t = 4.908 \cdot 10^{-8} \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) QG\phi. \quad (15)$$

Ovvero due equazioni in cui l'età di raffreddamento tiene conto delle densità di tracce spontanee avvenute (dall'epoca in cui il minerale era alla temperatura di chiusura T_C a oggi) per la fissione di atomi di uranio 238 attraversanti una superficie casuale di un cristallo; della densità di tracce indotte, stimate attraverso un bombardamento di raggi alfa a densità conosciuta ϕ e stampate

su di un rivelatore appoggiato alla superficie del cristallo sopra citato; al fattore geometrico connesso alle due superfici investigate; alla procedura adottata.

Calibrazione del sistema di datazione

Al fine di risolvere il problema della determinazione del flusso di neutroni e della costante di decadimento λ_f . Fleischer *et al.* (1972) propose l'irraggiamento di uno standard di età (con età determinata attraverso analisi comparative) congiuntamente agli altri campioni. In tal modo l'età dei campioni può essere calcolata attraverso l'analisi comparativa della densità di tracce nel campione e la densità di tracce nello standard. Di conseguenza l'equazione 14 può essere riscritta, inserendo il fattore Z (Hurford & Green, 1982, 1983) in sostituzione dei parametri λ_f , ϕ , σ ed I (che hanno lo stesso valore sia nello standard che nei campioni), nella maniera seguente:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\lambda_\alpha \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) GZ + 1 \right]. \quad (16)$$

Il fattore Z deriva dall'analisi di uno standard di età nota t_s (Durango e Fisch Canyon tuff per le apatiti), irradiato insieme al campione da analizzare di età sconosciuta t_u , analizzato con le stesse procedure del campione oggetto di studio. Dallo standard il valore di Z è :

$$Z = \frac{(e^{\lambda_\alpha t_s} - 1)}{\lambda_\alpha (\rho_s / \rho_i)_s G}, \quad (17)$$

che deve essere sostituito nell'equazione 16.

Un approccio alternativo permette di calibrare un dosimetro di vetro, con una distribuzione omogenea di U, con una serie di *standards* (Hurford & Green, 1982; 1983). Per questo sono stati prodotti diversi dosimetri (serie SRM e CN), con una densità di tracce su di essi definita come ρ_m , con diversi contenuti di U. Quando si è raggiunta una precisa valutazione del cosiddetto “fattore ζ ”, le età dei campioni possono essere calcolati misurando la densità di tracce sul monitor di vetro o sul suo rivelatore esterno (ρ_d). L'equazione del calcolo dell'età può quindi essere riscritta come:

$$t_u = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\lambda_\alpha \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_u \rho_m G \zeta + 1 \right]. \quad (18)$$

L'equazione 17 viene modificata, attraverso l'utilizzo della ζ , come segue:

$$\zeta = \frac{(e^{\lambda_\alpha t_s} - 1)}{\lambda_\alpha (\rho_s / \rho_i)_s G \rho_m} = \frac{QI\sigma B}{\lambda_f}$$

B è un fattore che esprime la proporzionalità esistente fra flusso di neutroni ϕ e densità di tracce sul dosimetro, ρ_m .

La calibrazione è ripetuta attraverso sei analisi fatte con campioni standard sottoposti ad irraggiamenti differenti (Hurford, 1990). Il valore ottenuto è specifico per ogni analista, poiché la procedura di conteggio dipende dall'analista e dalla fase minerale (Green, 1985).

Le variazioni rispetto al valore medio delle età degli standard dipendono da fattori come piccole differenze sulla dimensione del limite inferiore di accettazione di una traccia, sul criterio di selezione dei cristalli e sulla precisione nel localizzare le impronte prodotte sul rilevatore esterno (Hurford, 1998). Gli standard di età dovrebbero soddisfare i seguenti requisiti (Hurford & Green, 1983):

- il campione deve provenire da un orizzonte ben documentato, facilmente accessibile e che contenga una ragionevole quantità di materiale per produrre degli standard;
- il campione deve avere età omogenea (i minerali separati devono appartenere ad una singola popolazione di età);
- le età determinate indipendentemente attraverso K/Ar e Rb/Sr non devono essere ambigue e compatibili con la stratigrafia nota;
- l'età delle tracce di fissione deve essere relazionabile
- alle età ottenute indipendentemente e non a processi precedenti né a eventi mascheranti di raffreddamento lento post-formazione.

Lo standard ideale deve provenire da rocce sub vulcaniche raffreddatesi rapidamente e che non siano state sottoposte a riscaldamenti successivi.

L'insieme di datazioni attraverso tracce di fissione fornite con questo lavoro si basano sul metodo di datazione con rilevatore esterno (*External Detector Method*), che permette la datazione di singoli cristalli e, quindi, permette la corretta datazione anche di minerali con contenuti di uranio fortemente variabili. Per procedere alla datazione attraverso questa metodologia, i minerali devono essere montati su vetrino in resina epossidica (apatiti) o su foglietti di Teflon (zirconi), e quindi lucidati e sottoposti ad attacco chimico. In un secondo momento, il vetrino con i cristalli (*mount*) viene ricoperto con il rilevatore esterno (di solito un foglio di muscovite priva di U) che, dopo l'irraggiamento, sottoposto ad attacco chimico, permette la rivelazione delle tracce indotte. Il *mount* e il rilevatore vengono quindi fissati ad un vetrino per procedere poi al conteggio al microscopio. Sui cristalli si contano le tracce fossili, mentre sull'immagine corrispondente del cristallo sul rilevatore esterno vengono contate le tracce indotte. Le parti dei cristalli da contare vengono generalmente scelte evitando le zonazioni ed i bordi dove possono essere presenti tracce provenienti da cristalli circostanti. Il metodo EDM è usato correntemente per tutti i minerali, ma deve essere utilizzato con precauzione laddove i cristalli presentino difetti e dislocazioni (specialmente per le apatiti). Il metodo risulta ideale per la datazione di rocce sedimentarie e può risultare molto utile per

la datazione di tefriti, dove sono spesso presenti granuli detritici, che in tal modo possono essere riconosciuti ed esclusi dalle analisi. Tuttavia non può essere utilizzato per la datazione di vetri, poiché i vetri e i materiali usati come rilevatori esterni hanno efficienze di corrosione molto diverse.

Il fenomeno dell'*annealing*

Il fattore dominante che regola la stabilità delle tracce di fissione è la temperatura. Esperimenti di laboratorio hanno infatti dimostrato che radiazioni, pressioni idrostatiche elevate e sforzi di taglio hanno poca influenza su di esse (Fleischer et al., 1965). Gli esperimenti condotti hanno infatti mostrato come le tracce si riducano di dimensione e numero a mano a mano che la temperatura incrementa (figura 3-5). Questo fenomeno è conosciuto come *annealing*.

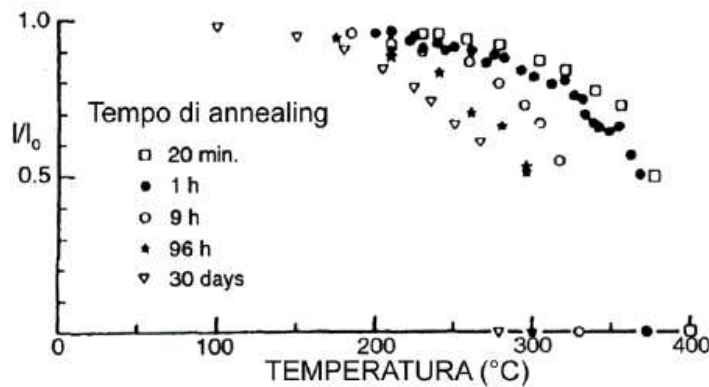


Figura 3-5: Dati di *annealing* isocrono per 5 tempi differenti, da uno studio sperimentale di Green et al., 1986. Sulle ordinate è riportato il rapporto fra la lunghezza della traccia e la sua lunghezza originaria prima dell'inizio dell'esperimento, I_0

Diversi autori hanno descritto quantitativamente il fenomeno (Mark et al., 1973; Bertagnolli et al., 1981; Huntsberger e Lerche, 1987) attraverso la seguente equazione:

$$\frac{dr}{dt} = -\alpha_0 \exp\left(-\frac{E_A}{kT}\right) \quad (19)$$

Dove r è il grado di *annealing*; t è il tempo; α_0 è una costante legata alle condizioni termodinamiche del cristallo; E_A è l'energia di attivazione; k è la costante di Boltzmann e T è la temperatura. Dall'equazione si comprende che l'*annealing* non è un fenomeno che varia linearmente al cambiare della temperatura: infatti, al di sotto di determinate temperature, le tracce sono stabili, mentre, superate delle temperature di soglia, esse cominciano a perdere di stabilità, fino al punto di sparire del tutto. Questo *range* di temperature in cui le tracce cominciano a corrompersi fino a distruggersi è denominato *Partial Annealing Zone* (PAZ - Wagner e Van den Haute, 1992). La diminuzione delle dimensioni delle tracce avviene a partire dalle loro estremità. Gleadow e Duddy, (1981), mostrano che tale riduzione comincia a temperature di 60°C, e comincia a divenire

sensibile intorno ai 90°C. Fra i 90 ed i 110°C la densità di tracce all'interno del cristallo ha un crollo, mentre intorno ai 120°C le tracce risultano essere tutte quante chiuse. L'elemento che più influenza il fenomeno è il cloro (Green, 1986), altri autori ritengono che anche altri elementi possano giocare un ruolo importante nella destabilizzazione delle tracce. Da confronti fra dati di laboratorio e campioni presi in campagna, si è compreso che un tempo minore di riscaldamento/raffreddamento allarga la finestra della PAZ di alcuni gradi (Gleadow e Duddy, 1981). Le età calcolate con le tracce di fissione sono riferite al valore superiore della PAZ che è detto temperatura di chiusura (T_c). Wagner e Reimer (1972) propongono di definire come temperatura di chiusura la temperatura alla quale il 50% delle tracce vengono trattenute. In conclusione, i valori più appropriati di temperatura di chiusura sono: $130 \pm 10^\circ\text{C}$, $110 \pm 10^\circ\text{C}$ e $85 \pm 15^\circ\text{C}$ per tassi di raffreddamento di 100°C/Ma , 1°C/Ma e $0,01^\circ\text{C/Ma}$ rispettivamente (Wagner, 1969; Naeser e Faul, 1969; Watt e Durrani, 1985; Zimmermann e Gaines, 1978). Crowley et al., (1989), propongono un metodo grafico per la stima della temperatura di chiusura (figura 3-6).

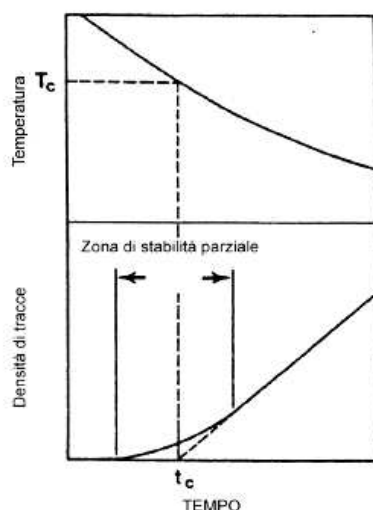
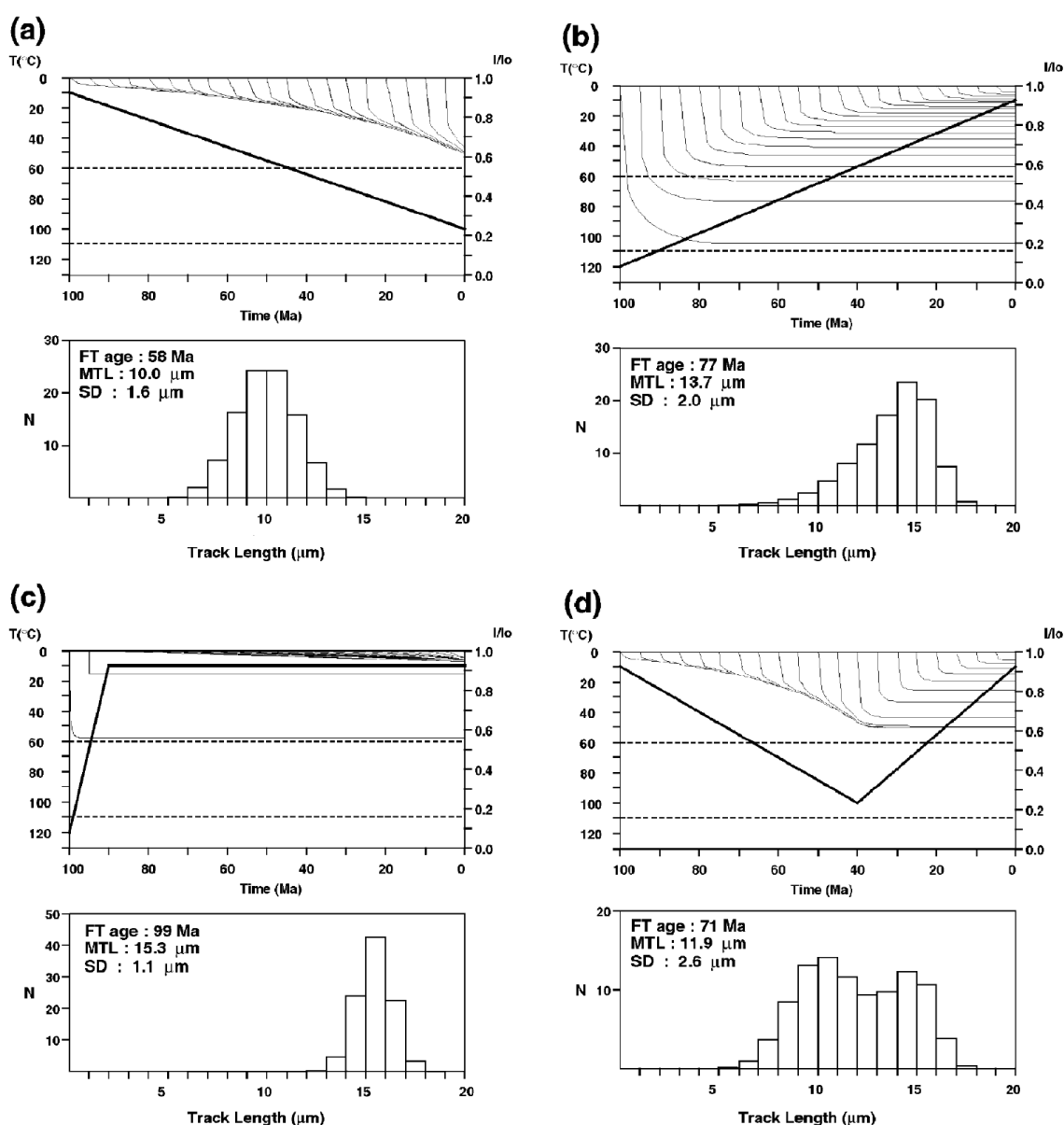


Figura 3-6: Metodo grafico per la stima del tempo di chiusura. La porzione superiore mostra la storia termica del campione; su di essa è proiettata la temperatura di chiusura. La parte inferiore invece mostra come sia possibile ricavare lo stesso dato partendo dalla costruzione grafica fatta basandosi sull'incremento della densità di tracce nel tempo: tracciando l'asintoto alla linea che interpola l'incremento, l'intersezione con l'asse dei tempi darà il tempo di chiusura.

La storia termica incide molto sulla distribuzione e sulla lunghezza delle tracce di fissione. Green et al., (1989), mostra in una serie di diagrammi statistici come, al variare della storia termica a cui vengono sottoposte, le tracce varino la loro lunghezza: per raffreddamenti lenti le tracce si distribuiranno con una frequenza modale di 15 micron e una deviazione standard relativamente ampia; per una storia di raffreddamento complessa, le tracce assumeranno una distribuzione bimodale; per una temperatura costante, quasi tutte le tracce si assesteranno su di una determinata lunghezza (figura 3-7).

Figura 3-7, da Gallagher et al., 1998 (Vedi pagina successiva): Alcune semplici storie termiche (linee doppie nei pannelli superiori di 7a,b,c,d) annesse distribuzioni di lunghezze di tracce previste (pannelli inferiori di 7a,b,c,d) per apatiti Durango secondo il modello di Laslett et al., 1987. I modelli di simulazione usati prevedono 20 tracce formatesi a uguali tempi di incremento durante l'intera storia termica. L'evoluzione della lunghezza delle tracce è mostrata nei pannelli superiori, sull'asse verticale destro (I/I_0). Le due linee orizzontali tratteggiate evidenziano il limite tipico della PAZ ($60^\circ - 110^\circ$). (a) Riscaldamento lineare, tutte le tracce mostrano più o meno la stessa lunghezza alla fine della storia termica, in quanto sperimentano tutte la stessa temperatura. La loro distribuzione statistica è unimodale, simmetrica e hanno una lunghezza media piccola. (b) Raffreddamento lineare. Ogni traccia sperimenta una differente paleotemperatura massima a mano a mano che il raffreddamento procede, e ciò è riflesso nella caratteristica distribuzione di lunghezze asimmetrica negativa. Anche in questo caso le tracce non sono correlate a nessun evento termico particolare. (c) Raffreddamento rapido. Quasi tutte le tracce si formano dopo l'episodio di raffreddamento e sono tutte relativamente lunghe. In tal caso, l'età calcolata, ragionevolmente indica l'evento di raffreddamento. (d) Riscaldamento/raffreddamento. Le tracce formate durante il periodo di riscaldamento hanno lunghezze simili, mentre quelle formate dopo riflettono il progressivo raffreddamento (relativamente più lunghe rispetto all'evento precedente, se si ripensa alla figura 7a). La distribuzione è bimodale e ancora una volta, essa non dà informazioni sull'età dell'evento di raffreddamento o sull'età della massima paleo temperatura raggiunta.



Analisi statistiche sulle tracce di fissione

La distribuzione delle tracce di fissione nel minerale è dovuta al caso. Lo strumento statistico migliore che si può usare nella descrizione, allora, è rappresentato dalla distribuzione di Poisson che, per essere applicata, deve soddisfare i seguenti requisiti:

- la probabilità che un singolo evento avvenga in un tempo molto breve (o in uno spazio molto ristretto) è proporzionale alla durata dell'intervallo;
- la probabilità che diversi eventi avvengano nello stesso intervallo è prossima a zero;
- la probabilità che un singolo evento avvenga in un determinato intervallo è indipendente dalla probabilità con cui esso potrebbe avvenire in un intervallo vicino.

Se consideriamo un numero di eventi x e il tasso μ con cui questi eventi accadono nel tempo, essa è descritta dalla seguente equazione:

$$f(x) = \frac{\mu^x}{x!} e^{-\mu} \quad (20)$$

Se un nuclide padre è distribuito omogeneamente nel volume di un corpo solido, il numero di decadimenti per unità di volume, registrati dopo un determinato tempo, varieranno casualmente. Poiché nella distribuzione di Poisson la media è uguale alla varianza e la deviazione standard è uguale alla radice quadra della varianza stessa, il calcolo dell'età e dell'errore standard, dai dati di tracce di fissione osservate, risulta piuttosto semplice.

Nel metodo con rilevatore esterno (EDM, figura 3-8 per uno schema esplicativo della metodologia), l'area individuata su ciascun granulo dove vengono contate le tracce di fissione spontanee deve essere localizzata precisamente sul rilevatore esterno dove si devono contare le tracce di fissione indotte (Gailbraith, 1984; Gailbraith e Laslett, 1985).

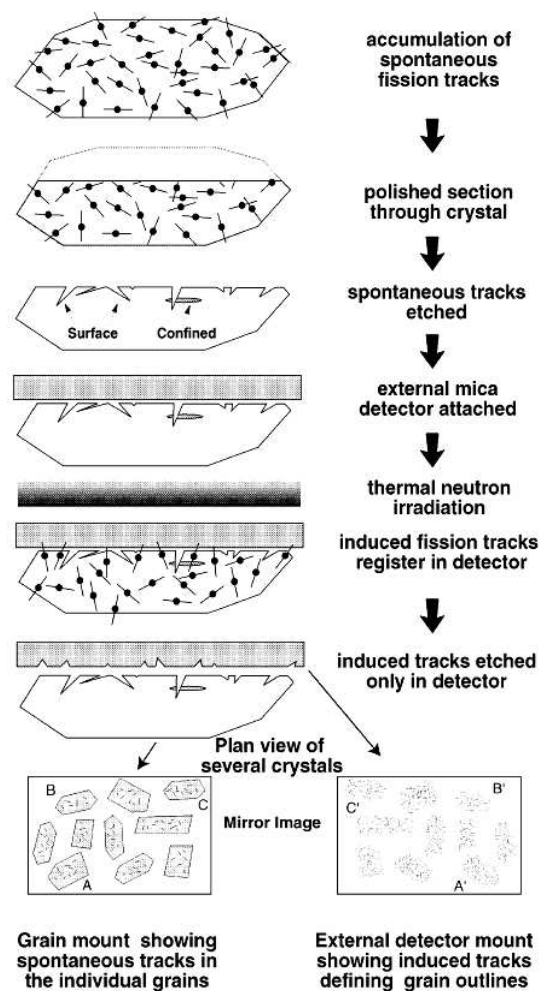


Figura 3-8: Schema illustrativo del metodo del rilevatore esterno

Per tanto, per ciascun campione, si ricaverà un singolo rapporto ρ_s/ρ_i ed una singola età. Il calcolo dell'errore per ciascuna età ottenuta si basa sulla seguente equazione:

$$\sigma_a = (\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2 + \delta^2)^{0.5} \quad (21)$$

Dove sono indicati, da sinistra verso destra, l'errore nell'età; nel conteggio delle tracce di fissione; in quelle indotte; nel conteggio e nella determinazione nella dose dei neutroni e l'errore standard del fattore zeta. In pratica, la percentuale di errore derivante dal fattore zeta è piuttosto bassa (1-1.5% per 1σ) e può essere trascurata (Wagner and Van Den Haute, 1992). Il valore dell'errore calcolato dall'equazione 21 può essere moltiplicato per l'età al fine di ottenere l'errore in anni. La probabilità che l'età ricada nell'intervallo coperto dall'errore fornito (1σ) è circa il 68%. A volte si riporta l'età delle tracce di fissione con un errore equivalente a due deviazioni standard (2σ); in tal caso la probabilità è di circa il 95%. Galbraith (1981) suggerisce l'uso del test chi-quadro (χ^2) per determinare se i dati sono conformi alla distribuzione di Poisson oppure no. Dato che la definizione dell'età non può essere accurata, Green, (1981), propose di calcolare l'età

usando la media e la deviazione standard di ogni singolo rapporto ρ_s/ρ_i . Questo metodo è simile a quello utilizzato nell'analisi convenzionale ma l'errore che ne risulta è di solito maggiore. Il difetto più importante di tale procedura è che essa attribuisce lo stesso peso ad ogni cristallo, senza tener conto del numero di tracce contate.

Un metodo statistico efficace è quello grafico, che prevede di visualizzare graficamente i risultati dei singoli granuli. Tali età possono essere tracciate in un istogramma o, meglio, attraverso il diagramma di distribuzione di probabilità e densità (Zeitler *et al.*, 1982; 1987; Hurford *et al.*, 1984; Kowallis *et al.*, 1986; Cervený *et al.*, 1988; Brandon, 1996). La distribuzione di probabilità e densità è approssimata da una curva data dall'equazione:

$$f(A) = \sum_{i=1}^n \frac{\exp\left[-(A - \bar{A}_i)^2 / 2s_i^2\right]}{\sqrt{2\pi}s_i} \quad (22)$$

Dove con A è indicata l'età, con \bar{A}_i indica l'età media del cristallo i -esimo; s_i l'errore standard del cristallo i -esimo. La curva restituisce la possibilità di calcolare l'età più probabile (età di picco). Quando un campione supera il test chi-quadro, l'età centrale e di picco hanno un valore molto prossimi. Naeser *et al.* (1987) hanno dimostrato che tale metodo può offrire uno spettro qualitativo delle diverse popolazioni di granuli e che i picchi sono particolarmente ben definiti per le popolazioni più giovani. Un limite a tale metodo deriva dalle incertezze relative alle età dei singoli granuli e dall'impossibilità di separare le variazioni tra queste età. La forma dell'istogramma o della curva può essere fortemente influenzata dai singoli errori che mascherano le variazioni tra le diverse età. Tuttavia, la versione migliorata di tale approccio statistico sviluppata da Brandon (1996) permette di fare considerazioni anche di tipo quantitativo. Gailbraith (1988; 1990) ha sviluppato un approccio completamente diverso, introducendo il diagramma radiale che permette una buona visualizzazione e valutazione dell'omogeneità di un insieme di età e la stima dei singoli errori. Le singole età (z) e i loro errori standard σ vengono tracciati nel diagramma come punti le cui coordinate sono:

$$x = \frac{1}{\sigma} ; \quad y = \frac{z - z_0}{\sigma} .$$

Dove z_0 è l'età centrale. Le caratteristiche peculiari del metodo sono:

- ciascun singolo punto rappresenta un cristallo; l'età può essere letta sull'intercetta tra la linea che collega l'origine con il punto e l'arco;
- la coordinata x rappresenta la precisione dell'età che aumenta verso l'arco;
- l'errore $\pm 2\sigma$, rappresentato da una barra sull'origine, è facilmente individuato sovrapponendo la barra sul punto selezionato, senza alterazione delle sue dimensioni.

In figura 3-9 è possibile osservare il confronto tra queste due diverse rappresentazioni grafiche tratte da Pignalosa, 2008. In questo caso, entrambi i metodi permettono di riconoscere la consistenza tra le varie determinazioni relative ad un'unica popolazione. Gailbraith (1998) fornisce una discussione approfondita sui limiti e sui vantaggi di ciascuno dei due grafici descritti.

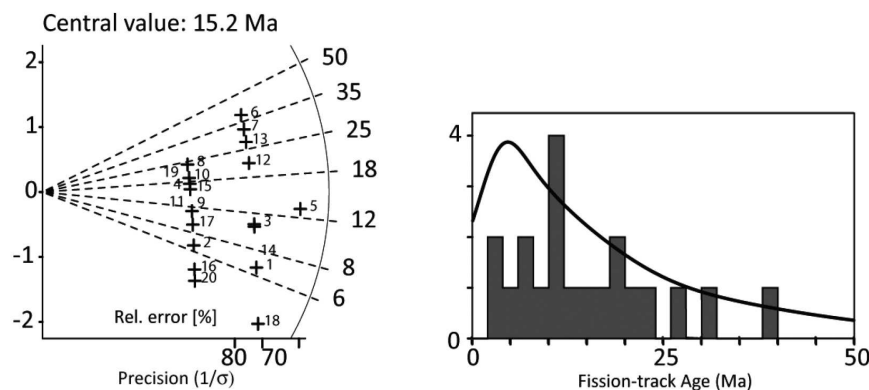


Figura 3-9: Diagramma comparativo tra grafico di distribuzione di densità e grafico radiale di un campione collezionato al Sempione da Pignalosa, 2008

Uranio – Torio – Elio

Il decadimento- α di uranio (U) e torio (Th) ed il relativo accumulo di elio (He) è stato uno dei primi metodi usati in geocronologia per la datazione delle rocce (Rutherford, 1905; Strutt, 1905). Il metodo fu accantonato dopo una serie di fallimenti, per poi essere ripreso negli anni 80. Gli studi hanno dimostrato che le età ricavate erano sensibili a temperature comprese fra 80 e 40°C. (Wolf et al., 1996; 1998). Studi successivi hanno sottolineato la forza del metodo di datazione (U-Th)/He come strumento per la termocronologia di bassa temperatura.

La metodologia di datazione con (U-Th)/He si basa sull'accumulo di particelle α prodotte per decadimento radioattivo dei radionuclidi appartenenti alla serie di decadimento di U e Th (la quantità di ^4He prodotta per decadimento di ^{147}Sm è solitamente trascurabile). L'accumulo di ^4He si basa sulla seguente equazione:

$$4He = 8 \left[\frac{137.88}{1 + 137.88} \right] C_U (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \left[\frac{1}{(1 + 137.88)} \right] C_U (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 C_{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (23)$$

Dove C_U e C_{Th} sono rispettivamente le concentrazioni di uranio e torio; le λ sono, rispettivamente, le costanti di decadimento di ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th (Farley, 2002). Tali condizioni si verificano per minerali aventi età maggiore di circa 350.000 anni. Nel caso in cui i campioni siano petrologicamente vecchi, ma con età (U-Th)/He molto giovani, poiché esumati molto di recente, l'assunzione di equilibrio secolare resta valida. Infatti si ritiene che l'equilibrio sia stato raggiunto nel passato e che le giovani età siano riflesso della sola perdita per diffusione rapida di ^4He . Le

misurazioni delle concentrazioni degli isotopi padri e figli definiscono l'età alla quale è avvenuta la chiusura del sistema, assumendo che non ci siano stati apporti di He da sorgenti estranee di He.

Attuabilità del metodo e metodologie di misurazione

Le datazioni con (U-Th)/He si svolgono su minerali accessori in cui i radionuclidi di U e Th risultano concentrati ma, ciò nonostante, presenti solo in traccia. Ci sono molti fattori che permettono di rendere attuabili le datazioni con He. La scarsa abbondanza di U e Th ad esempio, è in una certa misura controbilanciata dalla velocità di produzione effettiva di He. In secondo luogo, mentre i gas nobili hanno in generale un limite di rilevabilità molto basso, le misurazioni di quantità anche minime di ^4He sono piuttosto semplici e non sono complicate da interferenze isobariche da idrocarburi come nel caso degli isotopi di Ar. Inoltre, la concentrazione di He nell'atmosfera è molto bassa, intorno a 1 ppm. Per tanto, le età dell'He non richiedono correzioni per la parte atmosferica. Nei diversi studi condotti negli ultimi anni, ci sono scarsissime evidenze circa problemi derivanti da un eccesso di He catturato nei tempi geologici. Tuttavia, l' ^4He è una componente della crosta che può raggiungere localmente alte concentrazioni (per esempio nei *gas wells*) e potrebbero esserci alcuni ambienti in cui un eccesso di ^4He può essere presente (ad esempio nelle *shear zone* attive o nelle rocce ricche di inclusioni fluide). In ogni caso, data la grande variabilità dei rapporti isotopici $^4\text{He}/^3\text{He}$, e la scarsa abbondanza di ^3He , risulta impossibile procedere a correzioni per l' ^4He catturato.

Molti laboratori, attualmente, analizzano i contenuti di ^4He nei minerali attraverso sistemi di estrazione sottovuoto. I campioni sono riscaldati sia in fornaci sia attraverso laser. I gas estratti vengono poi purificati e mescolati con una quantità definita di ^3He . La miscela risultante viene analizzata, nella maggior parte dei casi, attraverso spettrometri di massa quadri-polari. Si può procedere all'analisi anche attraverso gradi di riscaldamento successivi (*step heating*). Tale tecnica è utilizzata soprattutto per ottenere, dal rilascio dell' ^4He , informazioni sulla sua diffusione. E' comunque impossibile ottenere dall'U e dal Th un isotopo che sia di riferimento per l'He, diversamente da quanto accade con l' ^{39}Ar per le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Per tale motivo è impossibile misurare spettri di età. Un problema pratico, caratteristico dell'analisi dell'He con *step heating*, deriva dal fatto che le tradizionali fornaci *double-vacuum*, usate nei laboratori di analisi dei gas nobili, sono spesso inappropriate a causa della bassa temperatura alla quale è rilasciato l'He. Infatti, queste fornaci impiegano troppo tempo per riequilibrarsi alle basse temperature. Per tanto è necessario costruire fornaci speciali che siano più reattive alle basse temperature. Una soluzione potrebbe derivare dai *projector-bulb* descritti da Farley et al. (1999).

(U-Th)/He in apatite

L'apatite è il principale minerale contenente fosforo nelle rocce cristalline ed è molto diffuso in qualsiasi ambiente geologico. Le apatiti contengono generalmente da 2 a 20 ppm di U e, come gli altri fosfati, tendono a ridurre i danni per radiazioni, alle basse temperature, favorendo in tal modo le datazioni con (U-Th)/He. Paradossalmente, ciò che rende le apatiti particolarmente interessanti è proprio la caratteristica del minerale di bassa ritenività dell'He che ha provocato l'abbandono di tale metodo a metà del ventesimo secolo. Nel rivisitare le applicazioni di tale metodo, Zeitler *et al.* (1987) hanno focalizzato la propria attenzione sulle apatiti come fasi minerali ritenute non ritenitive per l'He. Essi proposero una temperatura di chiusura di 100°C poi meglio definita intorno ai 70°C da Farley *et al.*, 1996; 2002, e Wolf *et al.*, 1996. Tale temperatura è sensibilmente più bassa delle temperature di chiusura di qualsiasi altro sistema termocronometrico, ed è quindi la più sensibile al monitoraggio dei sollevamenti che avvengono sulla superficie terrestre. Tutte le età ottenute con il metodo (U-Th)/He sono età totali (*bulk ages*) che riflettono il contenuto totale di ^4He nel campione.

Shuster *et al.* (2003) e Shuster e Farley (2003) descrivono un metodo per definire la cinetica della diffusione di ^4He nei casi in cui ci sia una distribuzione uniforme di ^3He , che viene prodotto mediante spallazione per bombardamento con protoni. Poiché la maggior parte degli elementi maggiori nel campione funge da target, il ^3He prodotto tenderà a essere distribuito uniformemente. Ciò nonostante, non ci sono possibilità di ricavare informazioni sull'età in quanto l'elio di spallazione non viene prodotto dall'U e dal Th che sono i radionuclidi che producono ^4He nel campione. Benché tecnicamente più impegnativo, tale approccio risulta promettente per ricavare informazioni circa i gradienti di concentrazione di ^4He che sono difficili, se non impossibili, da campionare direttamente con le tecniche laser, a causa delle dimensioni ridottissime delle porzioni di cristallo entro cui essi verosimilmente si presentano.

Una complicazione potenzialmente importante, inerente le datazioni (U-Th)/He, deriva dall'alta energia cinetica impartita alle particelle α durante il decadimento. Esse, infatti, vengono dislocate di diversi micron attraverso il minerale ospitante. In tal modo si genera una separazione spaziale tra gli isotopi padri e figli. Nel caso in cui i minerali abbiano dimensioni simili alla lunghezza dell'eiezione delle He, una cospicua frazione di He può perdersi all'esterno del minerale. Di solito è la parte più esterna, per uno spessore di circa 20 μm , ad essere interessata da tale fenomeno. Tuttavia, lo spessore medio soggetto a eiezione di particelle α varia debolmente secondo il radionuclide padre (Farley *et al.* 1996). Una soluzione a tale problema è produrre una stima della frazione di He eiettata e procedere ad una correzione sull'età osservata (assumendo che l'apporto di He da granuli circostanti sia trascurabile e che U e Th siano distribuiti uniformemente). L'approccio

più utilizzato è quello proposto da Farley *et al.* (1996) che fornisce le espressioni per calcolare la frazione di particelle α trattenute in cristalli con diverse geometrie (il parametro “ FT ”). In particolare, Farley *et al.* (1996) hanno scoperto che il rapporto superficie-volume di un cristallo è il fattore determinante per l'eiezione di particelle α . Inoltre essi forniscono un'equazione di natura empirica che mette in relazione tale rapporto al parametro FT , permettendo in tal modo di apportare rapidamente correzioni a geometrie di granuli più complesse per le quali non sono disponibili semplici soluzioni analitiche. La necessità di correggere le età dell'He per l'emissione solleva nuovi problemi analitici. Innanzitutto, è importante analizzare cristalli intatti; tuttavia possono essere usate anche coppie di cristalli rotti, perché la procedura di correzione assume che i cristalli intatti abbiano subito perdite per eiezione su tutte le superfici. In secondo luogo, la correzione per eiezione α è applicabile solo a campioni che si siano raffreddati rapidamente e non abbiano subito perdite eccessive di He. Per campioni sottoposti a storie di raffreddamento complesse, i gradienti di concentrazione, indotti in prossimità delle facce dei cristalli per l'eiezione, modificano i profili di concentrazione prodotti dalla diffusione e di conseguenza modificano gli stessi tassi di diffusione (Meesters e Dunai, 2002a). Tuttavia, tale effetto è di minore importanza e per la maggior parte dei campioni che hanno accumulato una quantità completa di He durante la loro storia di raffreddamento, la correzione per eiezione α produce risultati notevolmente più indicativi rispetto alle età non corrette.

La distribuzione di U e Th nei minerali accessori tende a essere complessa. Tuttavia le zonazioni nelle apatiti di solito sono meno importanti rispetto agli zirconi. Infatti, l'esperienza pluriennale con datazioni U-Pb e tracce di fissione ha mostrato che gli zirconi possono mostrare zonazioni estremamente complicate e di grande ampiezza che non sempre mostrano morfologie e schemi regolari (Meesters e Dunai, 2002b). Ciò può complicare fortemente le modalità di perdita per eiezione α nei campioni e può rendere i tentativi di correzione quasi controproducenti. Nella pratica tale problema può essere superato utilizzando l'analisi di replicati; tuttavia se in un campione tutti i cristalli hanno strutture di zonazione simili, anche la replicazione potrebbe essere fuorviante. Hourigan *et al.* (2005) descrivono un metodo per caratterizzare gli schemi di zonazione negli zirconi al fine di rendere più appropriate le correzioni α .

Diffusione del deuterio del ^4He

Nella geo-cronologia dei gas nobili, vale l'assunzione generale che la fase d'interesse sia immersa in un “serbatoio infinito” con una concentrazione nulla di prodotto figlio del decadimento. Inoltre si assume che il processo di diffusione che ne determina i tassi sia la diffusione volumetrica attraverso il reticolo cristallino, al contrario di quanto avviene per la diffusione attraverso i bordi dei

granuli lungo strutture cristallografiche. In tal modo si superano i problemi concernenti il potenziale chimico e il parametro di interesse risulta essere la semplice concentrazione. La diffusione dei gas nobili segue la prima legge di Fick: il tasso di trasferimento di massa per un'area unitaria è proporzionale al gradiente di concentrazione (Fick, 1855). E' importante notare che la prima legge di Fick si applica al comportamento di aggregati di diverse particelle che diffondono. In particolare, ciascuna particella potrebbe muoversi casualmente in qualsiasi direzione ma in presenza di un gradiente di concentrazione tale movimento casuale risulterebbe in un movimento di particelle attraverso il gradiente di diffusione.

L'espressione che descrive l'evoluzione nel tempo della distribuzione della quantità di elio nel cristallo $C(x,y,z,t)$ è l'equazione di diffusione, che ha la seguente forma:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right) = \nabla^2 C. \quad (24)$$

D è il coefficiente di diffusione. Con tale equazione è possibile calcolare la diffusione dell'elio in corpi di diversa tipologia di geometria (Crank, 1975; McDougall e Harrison, 1999). Gli atomi migrano all'interno di un solido attraverso una serie di salti casuali tra posizioni di equilibrio nel reticolo cristallino (figura 3-10).

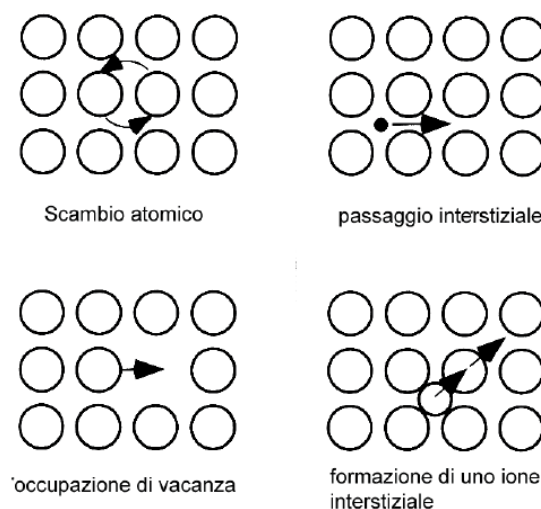


Figura 3-10: Illustrazione schematica dei quattro possibili meccanismi di diffusione.

La distorsione del reticolo cristallino che favorisce i salti e quindi la diffusione è generata dall'energia termica locale e, pertanto, i tassi di diffusione aumentano con l'aumento di temperatura. Nonostante il tasso di tale migrazione casuale sia indipendente dal potenziale chimico nelle soluzioni diluite, la presenza di differenze di concentrazione risulta in un netto flusso secondo il gradiente. Quando viene incontrato un limite oltre il quale non è possibile alcun ritorno delle specie in diffusione (per esempio un bordo di un cristallo, o un difetto planare sub-granulare), il

processo di diffusione seppur casuale risulta in un movimento di massa dalla regione ad alta concentrazione verso quella a minore concentrazione. Sono possibili quattro meccanismi di trasferimento per la diffusione atomica:

- lo scambio di atomi adiacenti;
- il movimento di un atomo in una posizione vacante vicina, nel reticolo cristallino;
- il movimento di un atomo interstiziale, localizzato tra posizioni reticolari normali, verso una nuova posizione interstiziale attraverso pressione su altri atomi in posizioni regolari;
- la dislocazione di un atomo in posizione reticolare normale in un'altra posizione interstiziale.

I difetti puntuali in un reticolo cristallino si formano per la conservazione della carica attraverso processi termici (difetti intrinseci) e come risultato di impurità chimiche (difetti estrinseci). Sopra la temperatura di zero assoluto, esiste una probabilità finita, per un atomo avente sufficiente energia termica locale, di migrare dalla sua posizione corrente verso una posizione adiacente attraverso il meccanismo mostrato in figura 3-10. Con l'aumento di temperatura, la probabilità che un atomo, nella distribuzione di Boltzmann, acquisti un'energia sufficiente per superare la soglia di energia potenziale cresce esponenzialmente. Poiché sia i tassi di formazione dei difetti, sia la migrazione sono attivati esponenzialmente, la dipendenza generale del coefficiente di diffusione D rispetto alla temperatura è regolata dalla relazione di Arrhenius:

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT}\right) \quad (25)$$

Dove E è l'energia di attivazione, R è la costante dei gas, T è la temperatura assoluta e D_0 è il fattore di frequenza. D ha come unità di misura cm^2/s . Invertendo l'equazione si potrà evincere che la diffusione è un valore che decrementa al diminuire della temperatura seguendo una distribuzione di tipo logaritmico. Inoltre la diffusione è inversamente proporzionale all'aumento di pressione (infatti diminuiscono le vacanze del cristallo e aumenta l'energia necessaria per lo spostamento degli atomi). L'equazione di Arrhenius, in tal caso, diviene

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E + PV}{RT}\right). \quad (26)$$

Per approssimare la diffusione dell'isotopo figlio all'interno del cristallo, può essere utile osservare il comportamento di quest'ultimo, alla luce di cristalli di diverse geometrie, in funzione del numero di Fourier, che è un numero che indica quanto si diffonde nel tempo un isotopo in un cristallo di dimensione r ($Fo = Dt/r^2$). In figura 3-11 è possibile osservare il comportamento della diffusione del radionuclide figlio in funzione di diverse geometrie e della perdita frazionale.

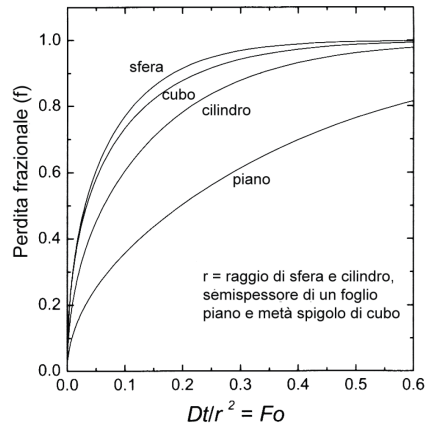


Figura 3-11: Rapporto fra la perdita frazionale ed il numero di Fourier per diverse geometrie

La perdita frazionale f è descritta da:

$$f = \frac{M_0 - M_1}{M_0} = 1 - \frac{6}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \exp\left(\frac{-Dn^2\pi^2 t}{r^2}\right). \quad (27)$$

Dove M_0 , M_1 ed n sono termini di proporzionalità che legano la perdita frazionale alla diffusione. Il numero di Fourier può essere integrata nella relazione di Arrhenius:

$$\frac{E}{RT} = \ln\left(\frac{Fo^{-1}tD_0}{r^2}\right); \quad (28)$$

la mancanza di D dal tempo restringe la soluzione ad un solo caso di storia isoterma, ma se si sostituisce $Fo^{-1}t$ con

$$\xi = \int_0^t \left(\frac{D(t)}{r^2}\right) dt,$$

è possibile ovviare a tale problema (Brandt 1974; Dodson 1975; Lovera *et al.*, 1989).

Temperatura di chiusura

L'equazione 28 mostra le relazioni fra la temperatura e la perdita frazionale di isotopo figlio. Altro aspetto importante da considerare è la determinazione della temperatura di chiusura del sistema termocronologico considerato. Per far ciò si consideri un evento di raffreddamento monofonico ($1/T$ quindi aumenta linearmente nel tempo). La relazione di Arrhenius alle temperature T_1 e T_2 saranno:

$$D_1 = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT_1}\right); \quad D_2 = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT_2}\right). \quad (29)$$

Dividendo le due equazioni fra loro si ha:

$$\frac{D_1}{D_2} = \exp \left[\left(-\frac{E}{R} \right) \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) \right]$$

Per una diminuzione di diffusività di un fattore di e^{-1} tra T_1 e T_2 , si ottiene:

$$\frac{D_1}{D_2} = \frac{E}{R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) = 1;$$

Il termine $\left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right)$ si può approssimare come $\frac{\Delta T}{T^2} = \frac{T \Delta t}{T^2}$ che è un tasso di raffreddamento.

Sostituendo si potrà osservare che $\frac{E}{R} \frac{\Delta T}{T^2} \approx 1 \approx \frac{E}{R} \frac{T \Delta t}{T^2}$.

Considerando che la perdita frazionale da una sfera di raggio r è associata ad un valore specifico di Dt/r^2 . Se si stabilisce arbitrariamente che la chiusura del sistema avvenga a $Dt/r^2 = 1/A$ sostituendo D nella relazione di Arrhenius, la temperatura totale di chiusura di un minerale è data da

$$\frac{E}{RT_c} = \ln \left[\frac{ART_c^2 (D_0 / r^2)}{E^{dT} / dt} \right]. \quad (30)$$

Usando una trattazione più rigorosa, si possono ricavare anche i valori della costante geometrica A che valgono 55 per la sfera, 27 per il cilindro e 8,7 per un foglio piano (Dodson 1973). Si noti che nel caso di geometria sferica, il valore di A di 55 corrisponde ad un valore di $Dt/r^2 = 0.018$ che si può tradurre in una perdita frazionale di circa il 40%. Si noti che l'equazione 30 è iterativa per T_c . Per tanto, inserendo un valore di prova nell'argomento del logaritmo si otterrà una stima di secondo ordine di T_c . Siccome il logaritmo riduce la sensibilità alle variazioni nel processo iterativo, il ciclo converge rapidamente, generalmente con due iterazioni.

Il modello per la temperatura di chiusura (eq. 30) si applica solo a quei casi in cui le assunzioni di semplificazione siano valide, oppure laddove i risultati non siano influenzati da violazioni a tali assunzioni.

Zona di ritenzione parziale

Alla temperatura di superficie della Terra, tutti i sistemi termocronologici si possono considerare chiusi, mentre a livelli crostali più profondi e a temperature elevate, tutti i sistemi minerali usati in termocronologia possono considerarsi aperti. Ne deriva che con l'aumentare della profondità e quindi della temperatura avverrà una graduale transizione per ciascun sistema dal comportamento chiuso ad aperto. Tale transizione è stata osservata, in pozzi profondi, di frequente

per i termocronometri di bassa temperatura a bassa ritenzione, come ad esempio le tracce di fissione e l'(U - Th)/He in apatiti e zirconi (p. e. Naeser and Forbes 1976), ma anche in altri minerali in pozzi molto profondi o in blocchi crostali esumati (p.e. Warnock and Zeitler, 1998; Stockly and Farley, 2004). Tale intervallo transazionale, mostrato in figura 3-12, per i sistemi di datazione con gas nobili, è denominato “zona di ritenzione parziale” o *Partial Retention Zone* (PRZ) (Wolf *et al.*, 1998).

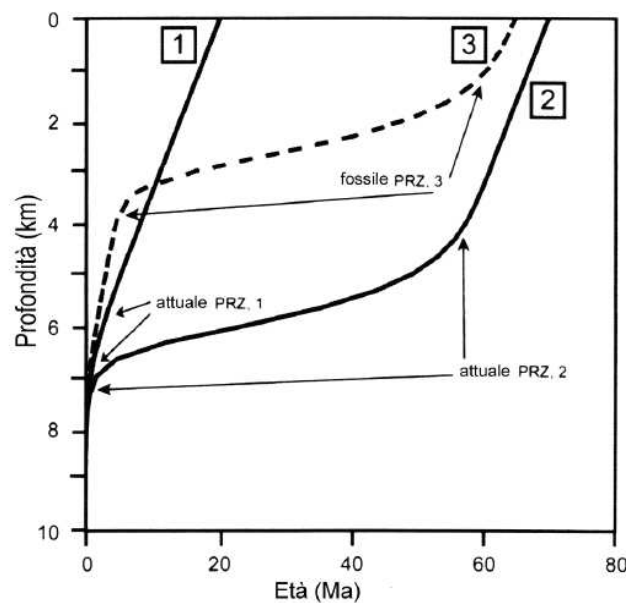


Figura 3-12: Rappresentazione schematica della "zona di ritenzione parziale". I tracciati continui mostrano: (1) il profilo di età in condizioni di raffreddamento continui per erosione, a tassi tipici degli orogeni; (2) il profilo di età in condizioni di raffreddamento seguito da condizioni di stabilità senza ne erosione ne seppellimento. La curva tratteggiata (3) mostra il profilo di età dopo che al caso precedente (2) è aggiunto un modesto impulso di sollevamento ed erosione. Sono mostrate anche le posizioni approssimative delle zone di ritenzione parziale fossile (da Harrison e Zeitler, 2005).

L'esatta natura della PRZ dipende dalle condizioni geologiche e dalla storia tettonica locale. Per esempio, in un orogene attivo in stato stazionario, dove l'esumazione per erosione provoca il raffreddamento della crosta, il profilo crostale dell'età dei minerali sarà controllato dal sollevamento delle rocce che permette il movimento dei campioni attraverso la PRZ. Diversamente, in una colonna crostale stabile, in un cratone, i campioni alle varie profondità sono sottoposti ad un prolungato riscaldamento isotermico in cui la produzione di isotopi figli e la perdita per diffusione interagiscono in vari gradi, generando gradienti di età con la profondità potenzialmente ampi. In talune circostanze, la PRZ può assumere forme tanto distintive da poter essere utilizzate come importante indizio negli studi di tettonica. In particolare, se una regione dopo un periodo tettonicamente stabile ha subito un impulso di sollevamento, è possibile identificare la PRZ fossile attraverso la distribuzione delle età con la profondità strutturale. Ciò permette di ricavare

informazioni sia sulla tempistica sia sull'entità dell'esumazione. È anche importante ricordare che i termocronometri conservano, nei loro profili di concentrazione del prodotto figlio, le evidenze del passaggio attraverso la PRZ. Tali “profili di chiusura” (Dodson, 1986) possono essere invertiti per fornire vincoli per una porzione significativa della storia termica del campione.

Modello morfotettonico elaborato da dati termocronologici

Grazie alle tracce di fissione è possibile vincolare il periodo in cui la porzione di crosta studiata si è raffreddata al di sotto dell'intervallo di temperature compreso fra i $\sim 120^{\circ}\text{C}$ ed i $\sim 100^{\circ}\text{C}$, mentre grazie al metodo (U-Th)/He è possibile vincolare l'epoca in cui la stessa porzione di crosta si è raffreddata al di sotto delle temperature comprese fra $\sim 80^{\circ}\text{C}$ e $\sim 40^{\circ}\text{C}$. Si evince che le età ricavate attraverso le due metodologie sopra illustrate sono utili per ricostruire la storia più recente del raffreddamento crostale (Hurford, 1986).

Le ragioni per cui la crosta si raffredda sono molteplici: il sollevamento dovuto all'orogenesi, ad esempio, con la conseguente esumazione dovuta allo smantellamento del rilievo creatosi, comporta la venuta a giorno di livelli di crosta profonda che di conseguenza passano da regioni più calde a regioni più fredde. Come si ricordava a inizio capitolo, tale passaggio può avvenire sia per la ragione appena elencata, sia perché un sistema tettonico composto da faglie normali porta alla luce livelli di crosta altrimenti sepolti.

Se si raccolgono dati termocronologici di bassa temperatura in un'area morfologicamente complessa come una catena montuosa, anche il rilievo giocherà un ruolo importante nella configurazione del gruppo di età che si otterranno, in quanto la geometria della superficie influenza la geometria del campo termico, e quindi, durante la sua storia di raffreddamento, regioni diverse di crosta potranno attraversare le temperature di chiusura dei vari sistemi termocronologici in tempi diversi. Si evince allora come tale disomogeneità temporale e spaziale possa essere utile nella ricostruzione della forma passata del rilievo montuoso.

Braun, 2002, dimostra che, in funzione dei rapporti fra età e quote dei campioni raccolti per tali analisi, è possibile risalire, attraverso i valori di tassi di esumazione (desunti da quelli di raffreddamento), le varie possibilità di evoluzione del rilievo (figura 3-13).

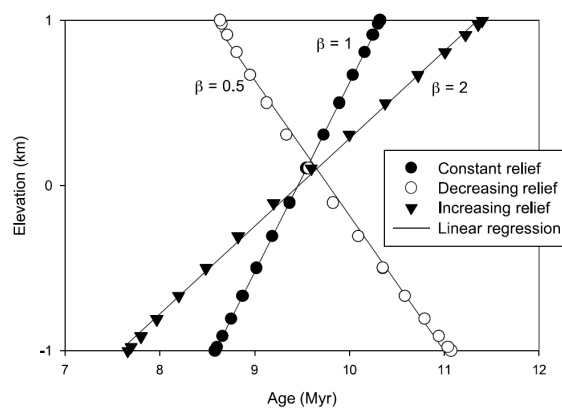


Figura 3-13: Rapporto età/elevazione per differenti evoluzioni del rilievo montuoso per termocronometri di bassa T

Data la complessità della dinamica dei rapporti esistenti fra il fenomeno esumativo ed i sistemi termocronologici, l'utilizzo di procedure fisico - matematiche per l'ottenimento di modelli teorici affidabili può risultare di grande aiuto. A tale scopo può essere utile risolvere l'equazione di diffusione del calore applicata al volume di crosta sotteso dalla regione studiata e relazionarla ai dati termocronologici a disposizione, tenendo in considerazione una serie di parametri sia di natura geologica che morfologica.

Lo stesso Braun, 2005, sviluppa questa idea proponendo un codice a elementi finiti che consente, attraverso l'insieme di dati a disposizione, di creare un modello matematico numerico di evoluzione morfologica e tettonica della regione oggetto di studio, confrontando i dati a disposizione con un insieme di dati sintetici ottenuti attraverso la simulazione di differenti storie di evoluzione morfologica e tettonica ipotizzate dall'utente. Tale codice prende il nome di *Pecube* e consente l'analisi di dati di tracce di fissione su apatite (AFT); dati di (U-Th)/He, sempre su apatite (AHe) e su zircone (ZHe); dati di argon/argon (Ar/Ar). *Pecube* è affiancato nelle elaborazioni da un algoritmo di inversione sviluppato da Sambridge, 1999, che si basa su di un procedimento iterativo che sfrutta i calcoli sviluppati da *Pecube* per un confronto automatico fra dati reali e sintetici ottenuti, fino al raggiungimento di una somiglianza accettabile. Entrambe le metodologie verranno descritte nei prossimi paragrafi.

Pecube

Pecube è un codice a elementi finiti sviluppato in linguaggio Fortran da Braun, 2005. Esso risolve l'equazione di diffusione del calore, in tre dimensioni e nel tempo, per una porzione di crosta terrestre a caratteristiche termiche omogenee. Preso in considerazione un generico campo termico che evolve nel tempo $T(x,y,z,t)$, Carslaw e Jaeger, 1959, descrivono attraverso la seguente equazione differenziale il suo comportamento per una crosta di densità ρ , con un tasso di

produzione di calore dovuta a elementi radioattivi indicato con A , con una capacità termica c e che si muove a velocità verticale v :

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v \frac{\partial T}{\partial z} \right) = k \nabla^2 T + \rho A \quad (31)$$

Se si indica la profondità della base della litosfera con $-L$, sarà possibile stabilire una serie di vincoli da applicare all'equazione 31 per la sua soluzione. Per fare ciò, innanzitutto va considerata una distribuzione iniziale di temperature $T_0 = T_0(x,y,z,t=0)$. Fatto ciò si potranno imporre, come condizioni di vincolo:

- la temperatura alla base del modello di crosta considerato $T(x,y,z=-L,t) = T_1$;
- la temperatura alla superficie topografica (variabile nel tempo) ed il suo gradiente nella soprastante atmosfera $T[z,y,z=S(x,y,t),t] = T_{MSL} + \beta S$ (β è il gradiente termico in atmosfera, T_{MSL} è la temperatura alla superficie di riferimento, ad esempio il livello medio del mare);
- assenza di scambio di calore in direzione n perpendicolare alla superficie laterale del modello e l'esterno $\partial T / \partial n = 0$.

Mentre una soluzione analitica è ricavabile nel caso di un modello costante nel tempo (Stüwe et al., 1994), per un modello transiente è necessaria una soluzione numerica (Zienkiewicz, 1977) usando un modello ad elementi finiti i cui elementi sono geometrie tridimensionali i cui vertici sono composti da sei o otto nodi. Tale soluzione numerica è possibile ricavarla se si riscrive l'equazione 31 nella forma seguente (Bathe, 1982):

$$M \frac{\partial T}{\partial t} + (K_a + K_c) T = M \dot{T} + K T = F \quad (32)$$

con:

$$M = \int_V H^T \rho c H dv ; \quad K_a = \int_V H^{*T} \rho c v B dv ; \quad K_c = \int_V B^T K B dv ; \quad F = \int_V H^T A dv .$$

Dove con V è indicato il volume dell'elemento; T è il vettore dei valori di temperatura ai nodi dell'elemento; $H(x,y,z)$ definisce come la temperatura $T(x,y,z)$ varia in ogni elemento in funzione della temperatura riscontrata ai nodi; B infine, è una matrice descrivente la derivata nelle tre dimensioni dello spazio della temperatura, quindi legata alle geometrie del campo termico; $H^* = H + \tau v B$, con $\tau = \Delta z \sqrt{15} / |v|$, dove Δz è lo spessore del singolo elemento.

Nella situazione oggetto di studio, in cui l'avvezione prende il sopravvento sulla conduzione del calore, può essere usato il metodo di Petrov-Galerkin (Huges e Brooks, 1982). Utile, con una topografia variabile nel tempo, l'approccio Lagrangiano al problema, che prevede il movimento verticale dei nodi del modello. La traslazione dei nodi del modello è indipendente dalla velocità di

risalita delle rocce cristalline. Il movimento dei nodi può portare alla distorsione del network di elementi finiti che compongono il modello, quindi è utile apportare correttivi tali da ovviare al problema, come l'interpolazione della rete deformata rispetto a una nuova rete in deformata, su cui continuare le procedure di calcolo.

Il codice sorgente

Il campo termico da modellare sarà dipendente dal gradiente di temperature fra base e superficie; diffusività termica, tasso di produzione di calore nel tempo; storia tettonica (sollevamento crostale e dislocazione della porzione di crosta considerata attraverso piani bidimensionali che modellano le faglie importanti della regione); evoluzione topografica ipotizzata. Il numero di elementi finiti utilizzati dal modello sarà funzione del numero di nodi (vertici che connettono ogni singolo elemento) stabiliti dall'utente. Più sarà alto tale numero, più il modello sarà risoluto, più sarà pesante il calcolo da effettuare.

E' importante avere ben chiara la differenza fra esumazione e sollevamento crostale. England e Molnar, 1990, definiscono sollevamento crostale la dislocazione verticale della crosta in direzione opposta al vettore gravità allontanandosi dal geoide. Nei parametri di inversione questa quantità è indicata come "*crust uplift*". Il sollevamento può essere anche di superficie se è la superficie terrestre a sollevarsi nel tempo. L'esumazione invece è definita come la migrazione delle rocce dall'interno della crosta verso la superficie. Anche essa è dovuta al sollevamento crostale, ma se gli agenti erosivi sono tali da consentire uno smantellamento continuo della topografia, il fenomeno può portare alla venuta a giorno delle rocce profonde, avendo così l'avvicinamento di queste ultime alla superficie, con conseguente il potenziale raggiungimento di quest'ultima. Quindi lo smantellamento nel tempo della superficie topografica, coniugata al sollevamento delle rocce della crosta, possono portare il fenomeno dell'esumazione.

Pecube chiede come input tassi di sollevamento crostale, dando come output tassi di esumazione, che vengono calcolati ponendo in relazione l'input del sollevamento della crosta con il cambio della posizione della topografia e dell'incremento o meno della velocità di pezzi stessi della crosta dovuti all'attività tettonica delle faglie modellate. Quindi, se poniamo come input del modello una storia sollevamento $\Delta s/\Delta t$ crostale; una storia di dislocazione delle faglie principali della regione investigata e una storia di evoluzione topografica, con conseguente abbassamento o innalzamento della superficie terrestre, riassumibili tutte e due nel parametro $\Delta z/\Delta t$ (che è il prodotto della somma dei vettori considerati), è possibile ottenere l'esumazione $\dot{\epsilon}$ secondo la seguente formula (England e Molnar, 1990):

$$\dot{e} = \Delta s / \Delta t - \Delta z / \Delta t$$

Uno schema visivo è utile per meglio comprendere questi rapporti fra topografia variabile ed esumazione. Una topografia variabile, infatti, comporta che ci saranno punti della superficie a esumazione più veloce (a parità di sollevamento, una valle che si approfondisce comporterà una differenza di velocità fra topografia e sollevamento stesso maggiore) e punti a esumazione più lenta (ad esempio dei picchi montuosi che restano alla stessa quota mentre le valli si approfondiscono), come è possibile osservare in figura 3-14. Discorso analogo si può fare anche per le velocità differenti di differenti punti della crosta dovuti alla dislocazione tettonica: anche in questo caso si hanno velocità di sollevamento differenti (sollevamento crostale al netto dell'abbassamento o del sollevamento di un pezzo di crosta che si coniuga alla topografia soprastante) dando così diversi tassi di esumazione in funzione della regione di crosta (tetto o letto della faglia).

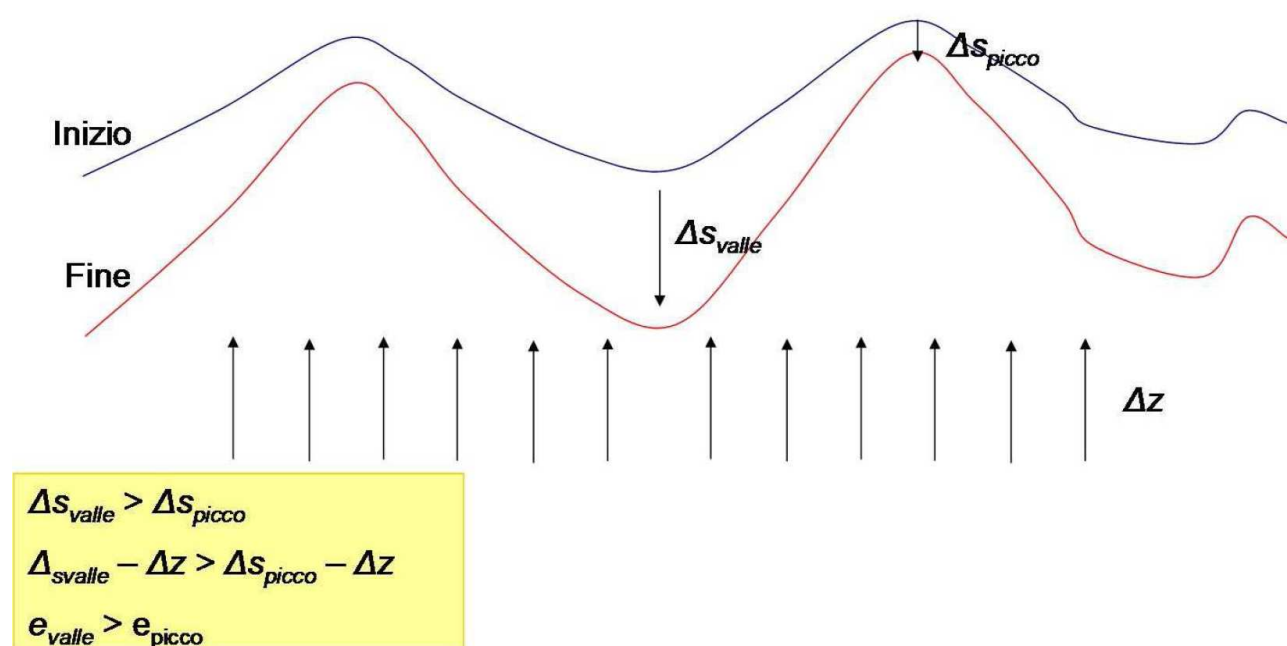


Figura 3-14: spiegazione dei differenti tassi di esumazione in punti differenti della superficie topografica

L'evoluzione termica così ottenuta interagirà con i sistemi termocronologici di cui si vuole creare il modello, indicando la latitudine, la longitudine e la quota dei singoli dati. Il codice, attraverso i parametri sopra elencati inseriti dall'utente, provvederà a ricostruire il viaggio del singolo campione all'interno del modello e la relativa storia di raffreddamento a cui è stato sottoposto, calcolando un'età che poi dovrà essere confrontata con l'età reale. I parametri che verranno usati sono i vincoli del modello; essi dovranno essere evinti dalla storia e dalle conoscenze geologiche dell'area di studio.

Per inserire i dati, si utilizzano due *files* ASCII: uno legato alla topografia e ai parametri termici (*topo_parameters.txt*), ed un altro legato alla storia di sollevamento e di dislocazione tettonica della porzione di crosta oggetto di studio (*fault_parameters.txt*). Nel file topografico, in funzione delle fasi di variazione dell'ampiezza e della quota media della topografia che si vogliono considerare, vengono creati una serie di passaggi temporali intermedi che consentono di osservare l'evoluzione nel tempo del modello creato tramite la simulazione numerica. La configurazione della geometria della topografia avviene attraverso due parametri: l'ampiezza topografica (*topographic amplitude*) e l'*offset*. Per ampiezza topografica si intende la differenza fra fondovalle e vetta della topografia all'età indicata rispetto a quella attuale. Ad esempio un valore di 0.8 sta a significare che l'ampiezza della topografia per quel periodo è 0.8 volte la topografia attuale, quindi una differenza di quota fra picco e fondovalle meno ampia. Per *offset* si indica di quanti chilometri è sollevata la quota media della topografia rispetto all'attuale. Ovvero tutti i punti della topografia modellata per quell'età vengono sollevati o abbassati del valore indicato. Quindi, per un offset di 0.2 km, tutti i punti della topografia sono sollevati di 200 metri. Manipolando questi due valori, dunque, è possibile configurare una topografia che ha una quota media più alta o più bassa di quella attuale, oppure più aspra o più dolce.

Tenendo conto dell'insieme di dati usato per questa tesi di dottorato, Pecube è stato modificato al fine di considerare anche l'insieme di dati raccolto al di sotto della superficie topografica lungo le gallerie del Sempione (Pignalosa, 2008), e del Brennero (questa tesi). La modifica effettuata consiste nell'integrazione di una porzione di codice analoga a quella che prevede la ricostruzione del viaggio dei singoli campioni superficiali nella crosta: dal loro luogo di ipotizzata temperatura di chiusura fino alla superficie nel caso classico; dal luogo della temperatura di chiusura fino alla quota di campionamento nel caso dei dati raccolti in tunnel. Tale porzione di codice così creata è stata integrata alla parte già esistente introducendo una serie di parametri che prendessero in considerazione soltanto i dati in tunnel evitando, durante i calcoli, interferenze con quelli di superficie che avrebbero prodotto errori di sistema durante le elaborazioni.

Neighbourhood Algorithm (NA)

E' un algoritmo deputato all'inversione di dati geofisici, nel caso di questa tesi applicato al codice Pecube, sviluppato da Sambridge (1999). L'obiettivo del programma è cercare automaticamente un insieme di modelli che ben fittino i dati a disposizione. Tali modelli verranno cercati all'interno di un *range* di parametri variabili stabilito dall'utente. L'algoritmo di ricerca, per derivare i modelli nello spazio parametrico così considerato, si basa sull'uso di costruzioni geometriche denominate "celle di Voronoi". I precedenti algoritmi di inversione prevedono la

ricerca di un modello ottimale per tentativi (Metodo di Montecarlo, *Simulated annealing* e algoritmi genetici); il problema che sorge spontaneo dopo l'uso di tali algoritmi è capire come trovare modelli più efficaci partendo da modelli precedentemente simulati, e che quindi possano meglio fittare i dati.

Un algoritmo di ricerca ideale che può dare una soluzione a tale problema può essere costruito attraverso i seguenti passi concettuali:

1. Costruire una superficie di misfit dai precedenti n_p modelli attraverso procedure di modelling diretto;
2. usare l'approssimazione della soluzione così creata (all'interno dell'attuale modelling diretto) insieme con l'algoritmo di ricerca prescelto e generare nuovi n_s modelli;
3. aggiungere i modelli creati n_s a quelli già esistenti n_p e ricominciare d'acapo partendo dal punto 1.

Come costruire la superficie di misfit? La superficie di misfit non è null'altro l'insieme dei misfit graficati in funzione di due parametri del modello che variano; a ogni singola variazione dei parametri viene calcolato un modello che viene poi confrontato con i dati. La discrepanza fra i dati simulati e i dati osservati dà un pezzo del mosaico di misfit che mostra quali parti del range di parametri scelto meglio si adatta ai dati a disposizione. Il misfit fra dati misurati x_{obs} e dati simulati x_{calc} si può calcolare nel modo seguente:

$$\phi = \sqrt{\sum_{i=1}^N \left(\frac{x_{obs_i} - x_{calc_i}}{\sigma_i} \right)^2} \quad (33)$$

Con σ_i margine di errore dei singoli dati osservati. La formula 32 ha il merito di attribuire poco peso a quei dati con ampio margine di errore, e quindi più incerti. Lo spazio definito dalle variabili in cui si vuole investigare come si comporta il modello, può essere diviso in n_p celle, che sono le celle di Voronoi (Voronoi, 1908). Ognuna di queste celle è la regione più vicina a ognuno dei modelli calcolati. La distanza fra due modelli m_a ed m_b sarà data da:

$$\|(m_a - m_b)\| = \left[(m_a - m_b)^T C_M^{-1} (m_a - m_b) \right]^{1/2}. \quad (34)$$

C_M è una matrice che dimensiona lo spazio parametrico. La dimensione delle celle di Voronoi, e quindi della risoluzione dell'inversione, dipenderà da questa matrice. La cella di Voronoi può essere definita formalmente in questo modo: preso un insieme $P = \{m_1, \dots, m_{np}\}$ che rappresenta un set di punti appartenente a uno spazio d definito, dove $2 \leq np \leq \infty$, e considerati $m_i \neq m_j$ per $i \neq j$, la cella di Voronoi che circonda il punto m_i può essere definita come:

$$V(m_i) = \{x \mid \|x - m_i\| \leq \|x - m_j\| \forall j \neq i, (i, j = 1, \dots, n_p)\}. \quad (35)$$

La figura 3-15 mostra un set di celle di Voronoi per 10, 100 e 1000 punti distribuiti irregolarmente su di un piano.

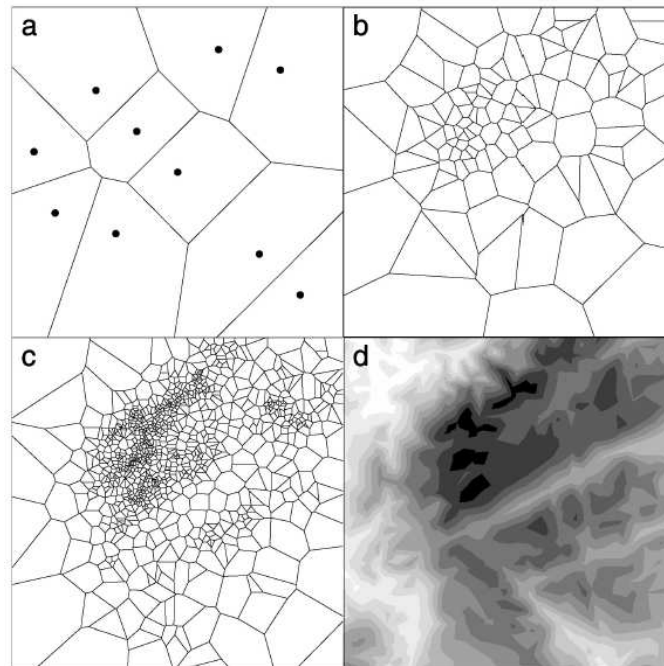


Figura 3-15: Celle di Voronoi prodotte grazie a un algoritmo NA per una funzione 2D semplice (figura 14 d). Da a a c sono mostrate 10, 100 e 1000 celle di approssimazione della funzione. Lo spazio su cui esse sussistono è detto spazio parametrico, e i parametri verranno indicati sugli assi dei singoli grafici. Ogni cella avrà un singolo valore di misfit; quindi l'insieme delle celle formerà una superficie di misfit.

Una volta conosciuto il valore di *misfit* per ogni campione considerato, l'approssimazione nell'intorno del punto alla superficie di *misfit* (*neighbourhood approximation*) è fatta considerando tale valore di *misfit* valido per tutta l'area della cella di Voronoi. L'aspetto interessante delle celle di Voronoi è che la forma e la dimensione della cella è determinata dai modelli stessi, inoltre la dimensione delle celle è inversamente proporzionale al numero di campioni. Più saranno i campioni, più lo spazio parametrico sarà ben definito.

Una volta definite le celle, all'interno di alcune di esse (quelle aventi il misfit più basso ad esempio), si effettua la stessa procedura sopra mostrata utilizzando la procedura della *uniform random walk* (Gelfand e Smith, 1990; Smith, 1991; Smith e Roberts, 1993; Mosegard e Tarantola, 1995 per una esposizione dettagliata). Tale procedura prevede di seguire un percorso casuale all'interno della cella e vedere come varia il misfit all'interno di tale percorso. La figura 16 mostra graficamente quanto detto.

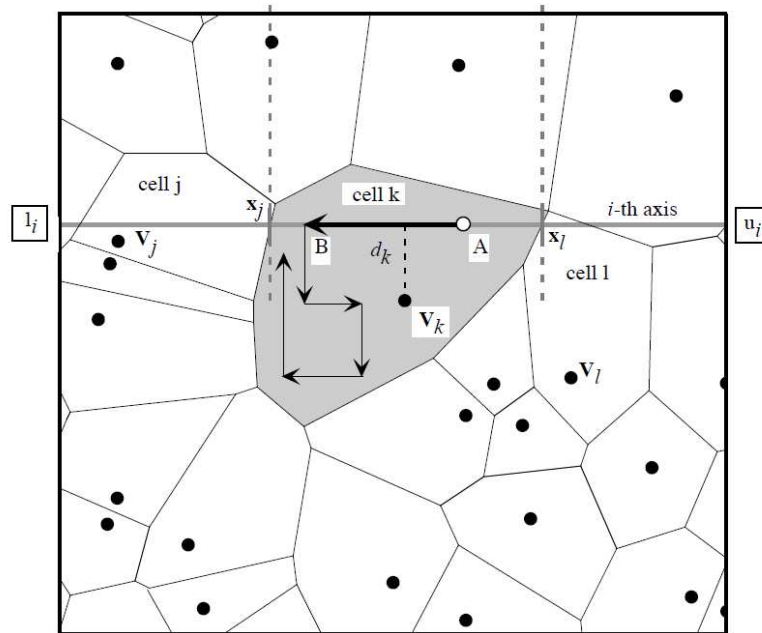


Figura 3-16: Metodo della *uniform random walk* applicato a una singola cella di Voronoi; in ogni cambio di rotta del vettore verrà calcolato il nuovo valore di misfit in funzione dei valori dei parametri corrispondenti a quel punto dello spazio parametrico.

Il percorso può essere generato usando un campionario di Gibbs (Geman e Geman, 1984; Rothman, 1986). Questo è un metodo in cui una modifica al modello viene generata e sempre accettata. Esso è un tipo di processo iterativo capace di valutare ad ogni passo la distribuzione di probabilità relativa al cambiamento da un punto all'altro dello spazio parametrico, osservando semplicemente i valori di *misfit* vicini.

Alla luce di quanto detto, l'algoritmo di inversione può essere concettualmente sintetizzato come segue:

1. Genesi di un set iniziale di n_s modelli in uno spazio parametrico stabilito dall'utente;
2. Calcolo della funzione di misfit fra i dati simulati con tali modelli e quelli osservati e determinazione di n_r modelli con misfit più basso;
3. Genesi di nuovi n_s modelli utilizzando la tecnica della *random walk* nella cella di Voronoi corrispondente a ognuno degli n_r modelli scelti;
4. Ritorno al passo 2.

Generando nuove celle all'interno delle celle dal misfit più basso, è possibile creare un set di soluzioni stabile e che converge verso un unico modello, che è quello che meglio interpola i dati osservati fra le possibili soluzioni.

Campionamento delle celle di Voronoi

Osservando la figura 3-16 che illustra il funzionamento del *random walk*, è possibile notare che una volta individuata la cella il percorso compiuto dal programma è all'interno dello spazio parametrico delimitato da quest'ultima. Ciò che conta è trovare i punti del bordo della cella che potenzialmente sarebbero intercettati durante il campionamento della cella stessa. Per far ciò basta tracciare un asse sul percorso condotto e vedere dove esso interseca i bordi (asse $x_j - x_l$ in figura). L'asse viene discretizzato in n_a punti, e per ogni punto viene trovato il più vicino intorno (*neighbourhood*) fra i precedenti n_p campioni. Il tempo impiegato per trovare un singolo campione sarà dato da

$$T_{NN} \propto n_p d. \quad (36)$$

Con d che rappresenta il numero di parametri coinvolti nell'inversione. Considerando che il tempo per generare ogni singolo modello nell'ambito della superficie parametrica $T_{NA} = T_{FM} + T_{NN}I_r d$, dove T_{FM} è il tempo impiegato per un singolo modello diretto e I_r è il numero di iterazioni, la 36 diviene

$$T_{NA} = T_{FM} + \lambda_1 n_a n_p d^2, \quad (37)$$

dove λ_1 è una costante di proporzionalità. Per avere un lavoro efficiente dell'algoritmo T_{FM} deve essere maggiore del secondo addendo dell'equazione 37. Il costo computazionale nella genesi di tutti i campioni che formeranno la soluzione dell'inversione dipenderà da n_p .

Questo approccio appena mostrato può essere raffinato se si evita la discretizzazione dell'asse $x_j - x_l$ e si procede a un'individuazione esatta dell'intersezione con il bordo della cella. Se definiamo la k -esima cella di Voronoi appartenente al campione v_k e il punto dove il confine fra le celle k e j è intersecato dall'asse x_j (vedi figura), allora per definizione si ha:

$$\|(v_k - x_j)\| = \|(v_j - x_j)\|. \quad (38)$$

Ponendo la matrice $C_M = I$, matrice identità, si ha:

$$d_k^2 + (v_{k,i} - x_{j,i})^2 = d_j^2 + (v_{j,i} - x_{j,i})^2 \quad (39)$$

Dove d_k è la distanza perpendicolare del campione k dall'asse x_j ed i denota l' i -esimo componente del vettore corrispondente. Se si risolve per il punto di intersezione $x_{j,i}$ si ha:

$$x_{j,i} = \frac{1}{2} \left[v_{k,i} + v_{j,i} + \frac{(d_k^2 - d_j^2)}{(v_{k,i} - v_{j,i})} \right]. \quad (40)$$

Dopo aver applicato la 40 per tutti i *ranges* di parametri considerati dall'inversione, un nuovo campione è generato. Esso sarà individuato, per ogni asse dello spazio parametrico, dal quadrato delle distanze d . Ad esempio, per un asse compreso fra i punti x_A e x_B si avrà:

$$(d_j^2)_{i+1} = (d_j^2)_i + (v_{j,i} - x_{B,i})^2 - (v_{j,i+1} - x_{B,i+1})^2, \text{ per } (j = 1, \dots, n_p). \quad (41)$$

I risultati che si ottengono possono essere graficati mostrando il misfit di ogni singolo modello elaborato, ponendo sugli assi cartesiani il range di due parametri a scelta e graficando i misfit di tutti i modelli corrispondenti a quei parametri, ottenendo così la superficie di misfit di cui si parlava precedentemente (fig. 3-17).

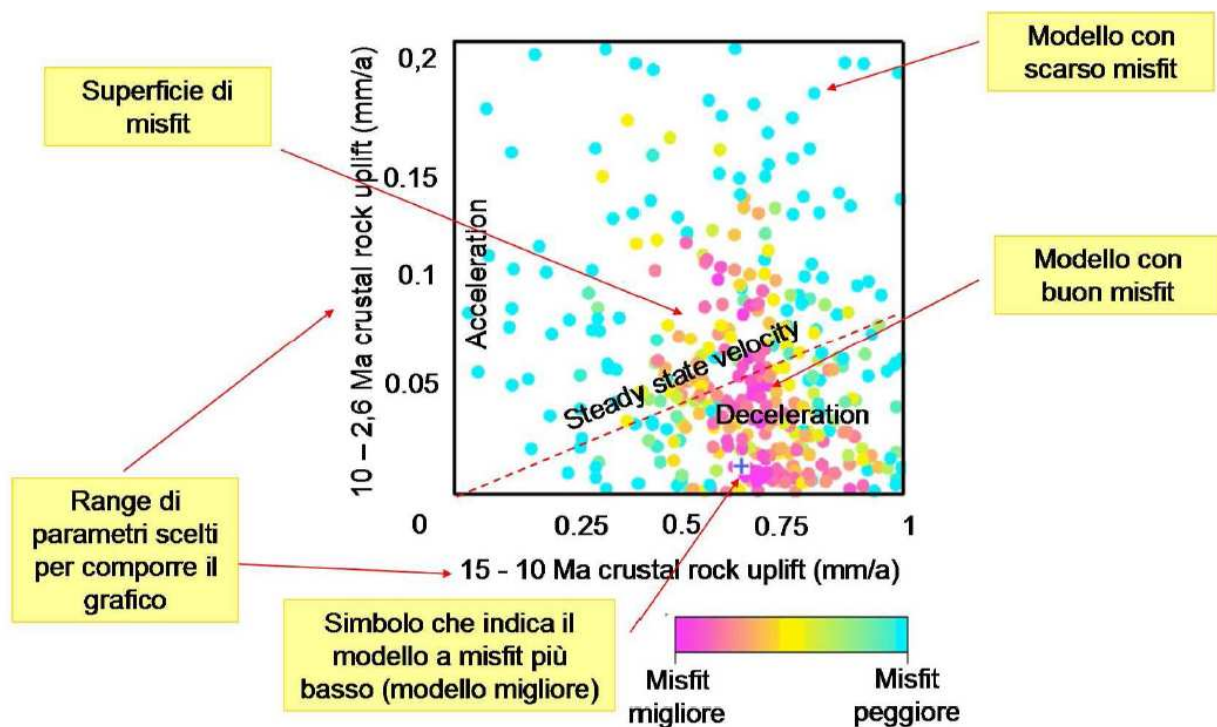


Figura 3-17: figura schematica che mostra come le varie parti del grafico del risultato di un'inversione. E' possibile osservare che i modelli simulati dall'inversione si concentrano in una zona precisa del grafico. Questo diagramma ad esempio, mostra che il modello che meglio fitta i dati raccolti prevede un sollevamento crostale di 0.7 mm/anno fra 15 e 10 milioni di anni e di 0.02 mm/anno fra 10 e 2.6 milioni di anni.

In virtù del risultato mostrato nello schema, ponendo i parametri proposti dall'inversione all'interno del codice Pecube e avviando l'elaborazione, sarà possibile conoscere il tasso di esumazione corrispondente. L'intervallo di valori mostrato in ascisse e ordinate è lo stesso impostato per l'inversione desiderata, quindi si ha la possibilità di poter visionare il comportamento globale del modello che si sta analizzando a mano a mano che i parametri di quest'ultimo cambiano: a titolo di esempio, sempre nella figura 3-17, sarà possibile intuire che le età simulate per un modello che fra 15 e 10 milioni di anni prevede un sollevamento crostale di 0.75 mm/anno saranno più vicine a quelle riscontrate nella realtà rispetto a un modello che prevede un sollevamento, sempre per lo stesso periodo, di 0.2 mm/anno.

4. Campionamenti effettuati

Il campionamento su apatite per le datazioni termocronologiche lungo il transetto del Brennero, è avvenuto in due periodi distinti: estate 2009 ed estate 2010.

Nell'estate del 2009 si è provveduto a raccogliere dati in superficie, mentre l'anno successivo, approfittando dell'avanzamento dello scavo del tunnel esplorativo della galleria di base del Brennero, si è proceduto al campionamento in sotterraneo, in questo altro caso i campioni sono stati prelevati infatti lungo il tunnel, sia campioni provenienti da carotaggi effettuati in val di Mules, nei pressi della linea tettonica Sprechenstein – Mules.

I campioni raccolti nel corso delle due campagne di prelievo sono elencati in tabella 4-1.

Tabella 4-1: dataset campionato per il Brennero

Sample	Latitude	Longitude	Elevation	Location	Lithology	Tectonic unit
Dated samples						
S1	47,19053	11,44458	1300	Surface	Quartzphyllite	Insbruck Quartzphyllite
S2	46,97334	11,52964	2400	Surface	Met. Flish	Kaserer formation
S3	46,85417	11,55144	869	Surface	Tonalite	Tonalitic Lamella
S4	46,83703	11,55204	1900	Surface	Granite	Bressanone Granite
S5	46,81134	11,60109	1700	Surface	Granite	Bressanone Granite
S6	46,79013	11,63632	1350	Surface	Granite	Bressanone Granite
S7	46,77488	11,63662	680	Surface	Granite	Bressanone Granite
T1	46,81448	11,58772	700	Tunnel	Granite	Bressanone Granite
T2	46,79722	11,60648	700	Tunnel	Granite	Bressanone Granite
T3	46,79306	11,61416	700	Tunnel	Granite	Bressanone Granite
T4	46,78884	11,61936	700	Tunnel	Granite	Bressanone Granite
MU 3	46,85417	11,55144	869	Drilled	Tonalite	Tonalitic Lamella
MU 4	46,85313	11,55222	944	Drilled	Tonalite	Austroalpine
Unproductive samples						
1	47,24568	11,40484	677	Surface	Quartzphyllite	Insbruck Quartzphyllite
2	47,22468	11,41537	946	Surface	Quartzphyllite	Insbruck Quartzphyllite
3	47,21075	11,43604	1552	Surface	Micaschists	Insbruck Quartzphyllite
5	47,1784	11,46011	1375	Surface	Micaschists	Insbruck Quartzphyllite
6	47,13909	11,49254	1764	Surface	Quartzphyllite	Insbruck Quartzphyllite
7	47,08561	11,50161	1500	Surface	Calceschist	obere shieferhulle
8	47,04808	11,49753	1580	Surface	Calceschist	obere shieferhulle
9	47,01503	11,52852	1476	Surface	Calceschist	obere shieferhulle
10	47,0021	11,52208	1600	Surface	Metagranitic gneiss	Central Gneiss
11B	46,97519	11,5348	2219	Surface	Kaserer	untere shieferhulle
12	46,9501	11,5347	1547	Surface	Kaserer	untere shieferhulle
13	46,89956	11,54762	2005	Surface	Calceschist	untere shieferhulle
14	46,85403	11,55135	1400	Surface	Tonalite	Tonalitic Lamella
T5	46,81762	11,58199	700	Tunnel	Granite	Bressanone Granite
T6	46,84513	11,54792	700	Expl. Cunic.	Granite	Bressanone Granite
T7	47,24402	11,40673	650	Tunnel	Quartzphyllite	Insbruck Quartzphyllite

Campionamento di superficie

E' stato pianificato in modo tale da coprire il tracciato della galleria nel modo più omogeneo possibile. Il passo di campionamento è stato di circa 5 km con l'esclusione dell'area del complesso dei calcescisti, notoriamente privo in apatiti ed affiorante nell'area compresa fra Greis am Brenner (a pochi km a nord del passo del Brennero) e l'abitato di Navis (Fig. 4-1).

L'area dove l'analisi dei campioni ha avuto più successo è quella compresa nel dominio delle Alpi meridionali. In tali zone affiora il Granito di Bressanone, che è costituito da rocce granitoidi ricche in apatiti, fra l'abitato di Fortezza e il paese di Mules.

Poco fruttuoso è stato il campionamento effettuato all'interno della falda delle Filladi quarzifere di Innsbruck: dal momento che dei 5 campioni prelevati in corrispondenza del tunnel soltanto uno conteneva abbastanza apatiti da poter fornire una datazione apprezzabile. Ciò è dovuto alla scarsa presenza di apatiti databili, infatti i campioni elaborati presentavano frammenti di apatite eccessivamente piccoli; nel caso di apatiti di dimensione tale da consentire la datazione, in esse sono state stimate quantità di uranio eccessivamente basse.

Campionamento in sotterraneo

Il campionamento in sotterraneo è avvenuto in occasione dell'avanzamento dello scavo del cunicolo esplorativo della galleria di base del Brennero (BBT). Per gentile concessione della società esecutrice dei lavori, Consorzio BBT, è stato possibile reperire materiale proveniente dai carotaggi effettuati nel corso dello scavo del cunicolo a distanze progressivamente crescenti dai due portali (austriaco ed italiano) e da finestre laterali della galleria principale. Lo scavo, durante la fase di campionamento, è avanzato di circa 10 km a partire da sud e circa 1 km da nord, perforando rispettivamente il Granito di Bressanone e la falda delle Filladi quarzifere di Innsbruck. Anche in questo caso le filladi non hanno prodotto campioni databili, mentre il granito di Bressanone ha fornito quattro campioni che è stato possibile datare. Oltre ai campionamenti in galleria sono stati effettuati campionamenti sulle carote di due sondaggi geognostici effettuati presso la val di Mules. Tali sondaggi (MU 3 e MU 4) hanno prodotto due campioni databili. Il campionamento in sotterraneo è riassunto nella mappa presentata di figura 4-1.

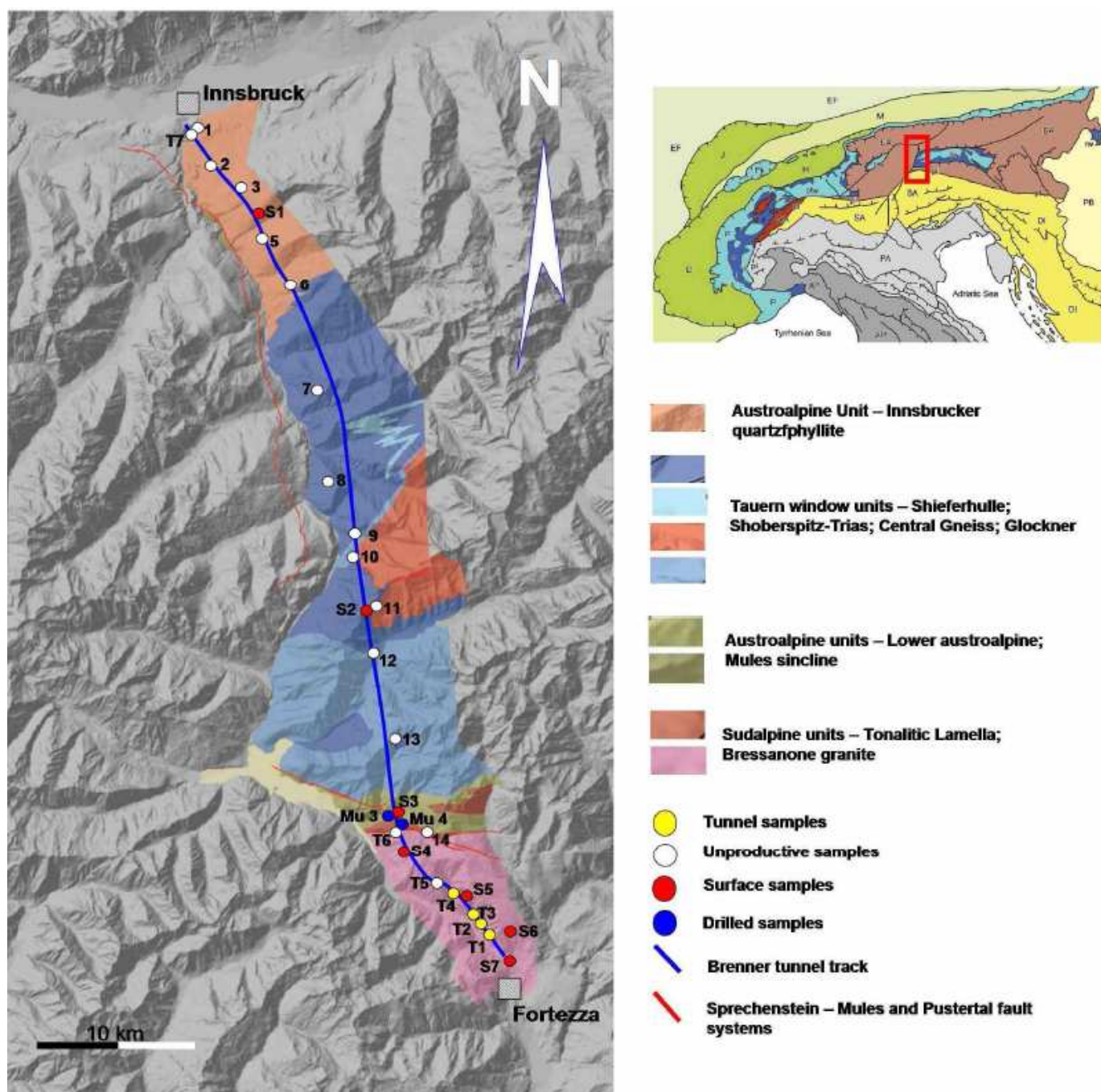


Figura 4-1: mappa con la collocazione dei campioni raccolti durante le campagne 2009-2010.

In figura 4-2 è riportata la quota e la collocazione lungo il profilo dei campioni da cui è stato possibile ricavare una datazione. E' evidente come il settore sud sia ben coperto fino ai campioni da sondaggio, mentre il settore a nord sia coperto con un solo campione datato fra quelli raccolti, segno che è piuttosto difficoltoso fare datazioni di natura termocronologica all'interno della finestra dei Tauri e nelle filladi quarzifere di Innsbruck.

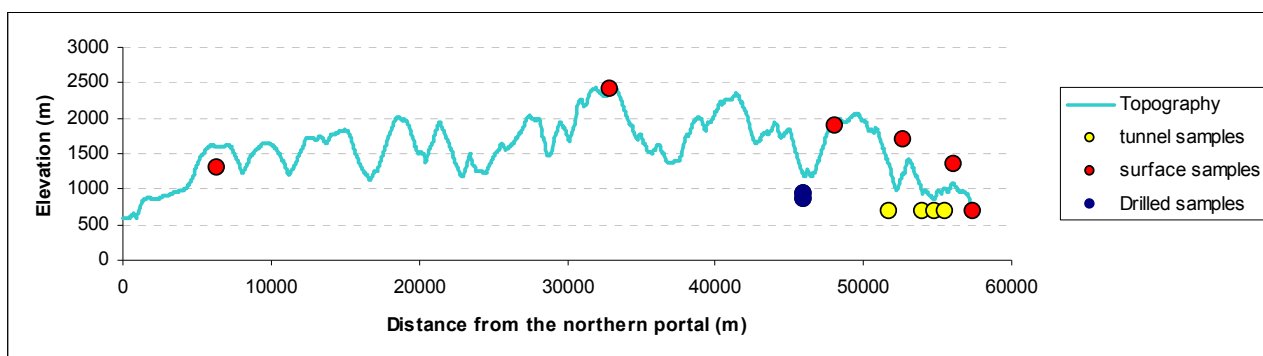


Figura 4-2: profilo altimetrico dei campioni datati per questa tesi di dottorato

Per avere una copertura più omogenea della regione studiata ai fini dell'analisi termocronologica, sono stati integrati dati da studi precedenti (Fugenschuh, 2007; Mancktelow et al., 2001) e riassunti nel profilo di figura 4-3. La loro esatta ubicazione con pianta viene riportata nelle figure dei capitoli successivi.

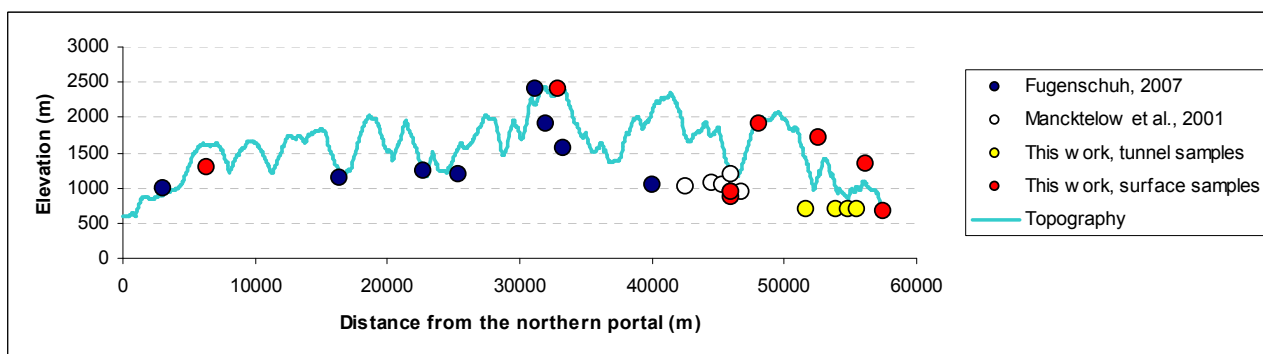


Figura 4-1-3: profilo altimetrico del dataset integrato con i dati di letteratura. E' possibile notare una copertura più omogenea del profilo del tunnel

5. Modello termocronologico del Sempione

Introduzione

La regione del Sempione si trova in prossimità della linea del Sempione, una zona di *shear* distensiva delle Alpi Centrali che ha giocato un ruolo molto importante nell'esumazione del duomo metamorfico Lepontino, posto a letto di quest'ultima e composto da porzioni crostali profonde (e.g. Mancktelow, 1985). Per comprendere la storia esumativa e morfologica della regione, una importante mole di dati termocronologici è stata raccolta nel corso degli ultimi 40 anni (Wagner et al., 1977; Soom, 1990; Vernon et al., 2008; 2009; Campani et al, 2010; Pignalosa et al., 2010). La possibilità di utilizzo di dati sia di superficie che in profondità (Pignalosa et al., 2010), ha consentito di creare un modello termocronologico della regione dettagliato sia a livello morfologico (evoluzione topografica) che tettonico (faglia del Sempione).

Dataset utilizzato

I dati termocronologici utilizzati sono composti da datazioni ottenute su tracce di fissione e sul metodo (U-Th)/He in apatite. Tali dati sono stati collezionati da Campani et al., (2010) e Pignalosa et al, (2010). Ci si è concentrati sul letto della faglia, dove risiede il duomo Lepontino, la cui evoluzione morfotettonica è oggetto di questo studio.

Pignalosa et al, (2010), presenta dati raccolti sia in superficie che lungo il tunnel ferroviario del Sempione (Figura 5-1). Molti dei dati in superficie presentano il problema di avere scarsa quantità di uranio; inoltre le età riportate risultano essere più vecchie rispetto a quelle trovate da altri autori per la regione, come è anche possibile vedere dai profili riportati in figura 5-2 a e b. Il raggruppamento dei campioni coerenti, cioè con età simili, evidenzia due regioni che saranno modellate, per semplicità di calcolo, tramite due modelli diversi. I dati con età maggiori infatti, sono concentrati nel settore centro - meridionale della galleria del Sempione: da poco a nord del Wasenhorn fino all'imbocco meridionale della galleria ferroviaria. Se si assume che le datazioni rimangano attendibili nonostante la scarsa presenza di uranio si deve supporre che l'area settentrionale e la regione in prossimità della linea del Sempione abbiano avuto una storia di raffreddamento più veloce rispetto all'area del massiccio del monte Leone stesso (figura 5)-.

La suddivisione fra i due modelli, che verranno denominati 1 per le età più antiche e addensate in prossimità del monte Leone, e 2 per le età più giovani, e concentrate nel settore settentrionale della galleria del Sempione e presso la linea del Sempione stessa, è fatta su base geografica e seguendo l'andamento dei limiti tettonici sia in superficie che in profondità. La distinzione del dataset per i due modelli è mostrata in figura 5-1.

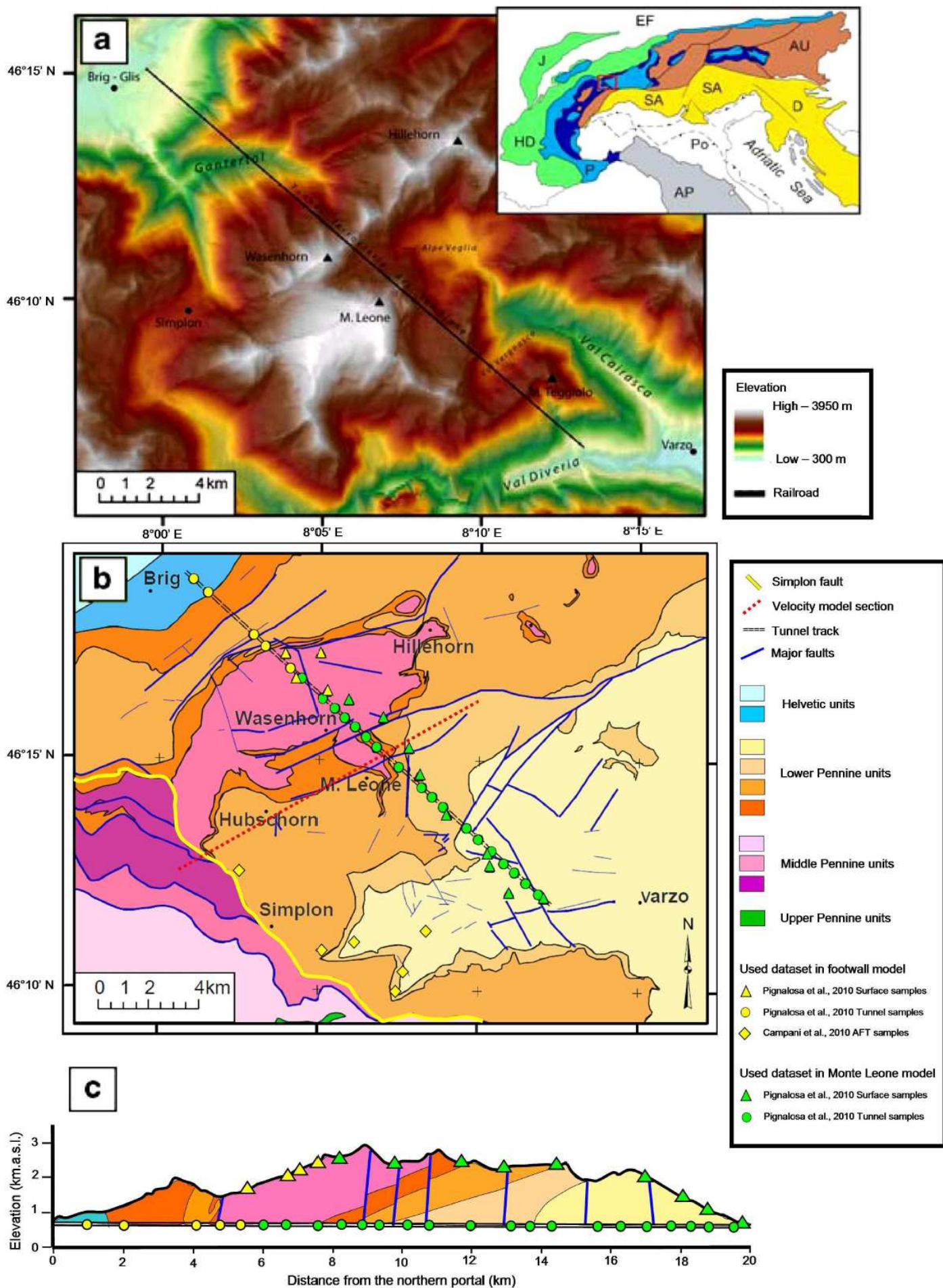


Figura 5-1: Carta topografica e geologica rielaborata da Pignalosa et al., (2010). a- carta topografica dell'area del Sempione (per il riquadro in alto a destra, si veda la fig. 1 del capitolo di introduzione), si evidenzia la presenza del monte Leone come massiccio predominante della regione oggetto di studio; b – carta geologica della regione del Sempione su cui vengono evidenziate la localizzazione dei campioni; molti di essi si dispongono lungo una linea retta, in corrispondenza della quale è stata tracciata una sezione geologica; c - sezione geologica lungo il monte Leone tracciata seguendo la localizzazione dei campioni raccolti lungo il Tunnel del Sempione.

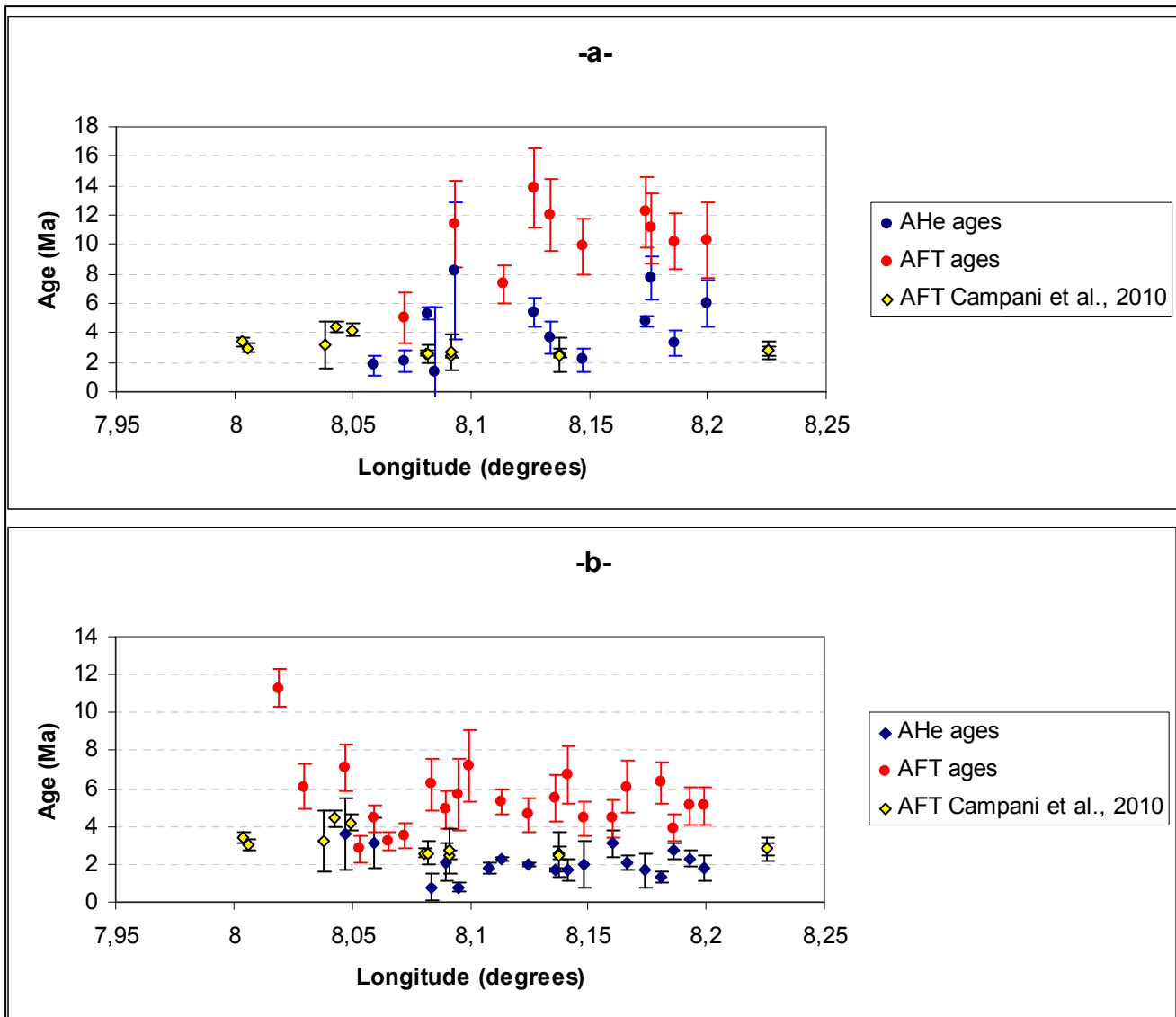


Figura 5-2: Profilo da ovest a est dei dati usati nell'ambito dell'elaborazione del modello termocronologico. In figura 2a sono visibili i dati di superficie da Pignalosa et al., (2010), confrontati con i dati di superficie di Campani et al., (2010); è possibile notare come siano evidenti dati di tracce di fissione e di (U-Th)/He più antichi rispetto ai dati di Campani et al., (2010). In figura 2 b sono visibili i dati di tunnel di Pignalosa et al., (2010), confrontati con gli stessi dati di Campani et al., (2010) presenti in figura a. Anche questa volta è possibile osservare età maggiori rispetto a quelle osservate sulla linea del Sempione. Preme tuttavia ricordare che i dati di Campana et al 2010 e Pignalosa et al. 2010 non si trovano nelle medesime località.

Preparazione del modello

Le elaborazioni sono state effettuate su di un volume crostale di 12.4 per 13.2 km di larghezza, mentre lo spessore considerato è stato di 40 km. Alla base del modello è stata stabilita

una temperatura di 670°C; infatti Čermák e Bodri, (1996), stimano temperature variabili fra 600°C e 750°C a 40 km di profondità nelle Alpi Centrali. Il tasso di produzione di calore è stato stimato avendo come riferimento il lavoro di Rybach, (1976), che attribuisce valori di tasso di produzione di calore per le differenti litologie affioranti nella regione studiata. Grazie a diversi autori (Drury, 1987; Yamato et al., 2008; Lamond et al., 2006; Whittington et al., 2009) è stato possibile avere anche un'idea sui valori di diffusività termica che caratterizzano il duomo Lepontino. I valori di diffusività termica e tassi di produzione di calore, stabiliti in base alle litologie dell'area, sono risultati essere, facendo una media fra i vari ritrovati per i singoli litotipi, rispettivamente di 39°C/Ma e 0.7°C/Ma.

Lo studio dell'evoluzione topografica invece è stato condotto attraverso una ricerca bibliografica sulla paleogeografia della regione, in modo tale da trovare gli intervalli più appropriati per le inversioni e così definire valori di ampiezza topografica e offset che consentano di avere un'idea precisa di come sia cambiata la topografia negli ultimi 10 milioni di anni.

Per gli ultimi 15 milioni di anni è accettato il modello che prevede una diminuzione generale delle quote topografiche nella regione (Hay et al., 1992; Vernon et al., 2008; Sharp et al., 2005; Kuhlemann, 2007). Gli autori elencati, seguendo differenti metodologie di studio dei dati raccolti come, rispettivamente, lo studio sui flussi di sedimenti, le paleo-profondità delle temperature di chiusura per differenti sistemi termocronologici, lo studio delle vene di quarzo su base geobarometrica e lo studio della paleogeografia attraverso i volumi di sedimenti prodotti dalla catena alpina nel corso della sua storia recente, suggeriscono quote variabili fra i 5000 ed i 7000 metri fra i 15 ed i 5 milioni di anni. Non avendo informazioni sull'ampiezza della topografia (differenza di quota fra fondovalle e picco montuoso) rispetto all'attuale, si è selezionato un intervallo variabile fra 0.5 ed 1.5 volte l'attuale topografia.

Secondo Willett et al., (2006), si ha una forte incisione delle valli durante il Messiniano, cioè fra 5.58 e 5.33 Ma, secondo le datazioni effettuate da Krjigsman et al., (1999) sulla durata di questo periodo. Altro periodo di forte erosione è quello caratterizzato dalle glaciazioni. L'inizio di cicli glaciali rilevanti nell'emisfero settentrionale è posto da Raymo, (1994), a 2.4 Ma. Si ipotizza, per questo periodo, un approfondimento e un allargamento delle valli della regione (Pignalosa et al., 2010), con una topografia che da attenuata evolve a quella attuale, quasi raddoppiando la sua ampiezza (Valla et al., 2010). E' lecito allora pensare che nel periodo intercorrente fra il Messiniano e le glaciazioni si abbia avuto uno smorzamento della topografia. Essendo la regione del Sempione e del duomo Lepontino prossima a quella dello studio di Valla et al., (2010), è altamente probabile che essa abbia subito le stesse sorti. Quindi gli studi pregressi prevedono una topografia

profondamente incisa da un reticolo fluviale preesistente sostituita da una relativamente più piatta, a sua volta scavata dalle glaciazioni.

Altro fattore importante da tenere in considerazione è l'evoluzione tettonica della regione. Werner, (1986), ipotizza un incremento graduale nella velocità di sollevamento crostale della regione negli ultimi 10 milioni di anni, fino a raggiungere velocità di circa 1.1 mm/anno negli ultimi 2 Ma. Tale tasso di sollevamento è attualmente confermato dalle misurazioni di livellazione di alta precisione effettuate dal servizio topografico di Berna elaborate da Gubler et al., (1981), che hanno misurato valori variabili fra 1.4 mm/anno nella valle di Briga, sul fronte Penninico, a valori di 1.2 mm/anno ad Iselle, in corrispondenza del portale sud del tunnel del Sempione, nei pressi del paese di Varzo. I dati misurati si riferiscono a un periodo di tempo di 80 anni. Champagnac et al., (2007; 2009), correlano il sollevamento alla risposta isostatica della catena dovuta all'erosione e al successivo ritiro dei ghiacciai.

L'elemento tettonicamente più rilevante della regione è, come detto, la faglia del Sempione che cominciò la sua attività circa 25 – 30 milioni di anni fa, dando un contributo fondamentale all'esumazione del duomo Lepontino (Steck, 1994): 15 milioni di anni fa le falde attualmente esposte all'interno del duomo Lepontino raggiunsero la superficie topografica (Hay et al., 1992; Spiegel et al., 2001). La velocità di dislocazione della faglia, fra 15 e 3 milioni di anni (Grasemann e Mancktelow, 1993; Campani et al., 2010 b), è stata stimata essere di 0.4 mm/anno (Mancktelow, 1992; Grasemann e Mancktelow, 1993; Campani et al., 2010), per poi cessare del tutto prima dei cicli glaciali pliocenici. Campani et al., (2010), attraverso lo studio dei dati termocronologici della regione raccolti a tetto e a letto della faglia, ipotizza per essa un meccanismo di dislocazione semplice. Altri autori (Axen e Bartley, 1997) ipotizzano invece un meccanismo di *rolling hinge*. Tale meccanismo parrebbe giustificato dalla presenza di età di raffreddamento gradualmente maggiore allontanandosi dallo specchio di faglia in direzione del letto (vedi *dataset* utilizzato in questa tesi) .

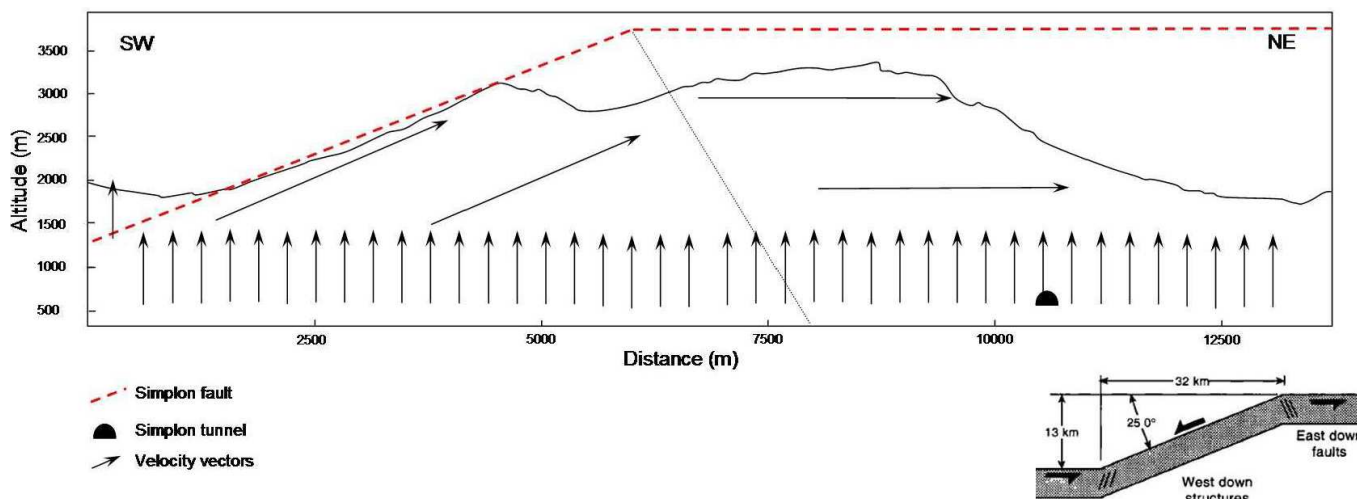


Figura 5-3: Schema del modello di inversione attuato per la regione del Sempione. Il profilo si riferisce alla linea tratteggiata rossa di figura 5-1 che attraversa il massiccio del monte Leone. La linea tratteggiata rossa rappresenta la geometria adottata per la faglia del Sempione. Obiettivo di questo modello è comprendere se e quanto lo stile *rolling hinge*, alla luce dei dati rilevati al monte Leone, abbia influenzato l'esumazione della regione.

Alla luce di quanto detto è stato immesso nel codice il modello di riferimento secondo lo stile *rolling hinge* riportato in figura 5-3: alla dislocazione del letto dovuta all'attività della faglia del Sempione bisogna aggiungere il sollevamento crostale della regione, indicato dalle frecce verticali. Il vettore sollevamento, verticale, sommato al vettore dislocazione, che va da obliquo a orizzontale a causa del processo di *rolling-hinge*, fornisce la traiettoria percorsa negli ultimi 10 milioni di anni dalle rocce crostali del letto, e quindi il movimento della parte occidentale del duomo Lepontino.

Per i due modelli generati si sono utilizzati i dati mostrati in tabella 5-1.

Tabella 5-1: Parametri usati per le inversioni effettuate.

Inversion parameters		
Thermal parameters		
Number of nodes of the model (lat-lon-z)	38 – 34 – 41	
Moho depth	40	Km
Moho temperature	650	°C
Thermal diffusività	39	km/Ma
Heat production rate	1.4	°C/Ma
Atmospheric lapse rate	0.6	°C/km
Temperature at the surface	6	°C
Topography amplitude at 10 Ma*	0.5 -1.5	Times
Topography offset at 10 Ma*	0 – 1.5	Km
Topography amplitude at 5.33 Ma*	0.5 -1.5	Times
Topography offset at 5.33 Ma*	0 – 1.5	Km
Topography amplitude at 2.4 Ma*	0.5 -1.5	Times
Topography offset at 2.4 Ma*	0 – 1.5	Km
Model 1		
Simplon fault dislocation at 18 - 10 Ma	0 – 1.5	mm/a
Simplon fault activity stop	3 – 10	Ma
First step crust uplift velocity	0 – 1.5	mm/a
Second step crust uplift velocity	0 – 1.5	mm/a
Model 2		
Simplon fault dislocation at 18 - 10 Ma	0 – 1.5	mm/a
Simplon fault activity stop	3 – 10	Ma
First step crust uplift velocity	0 – 1.5	mm/a
Second step crust uplift velocity	0 – 1.5	mm/a
* Amplitude and offset are compared with the actual topography		

Risultati ottenuti

Di seguito sono riportati i risultati ottenuti attraverso i due dataset a disposizione. Verrà descritto prima lo scenario che si ha dalle inversioni con le età disposte lungo la faglia del Sempione ed il fronte pennidico (modello 1), poi quello generato dalle età ottenute al monte Leone e nel settore centro meridionale (modello 2). Dal loro confronto si evidenzieranno quindi le principali differenze.

I risultati delle inversioni effettuate forniscono i grafici riportati in figura 5-4:

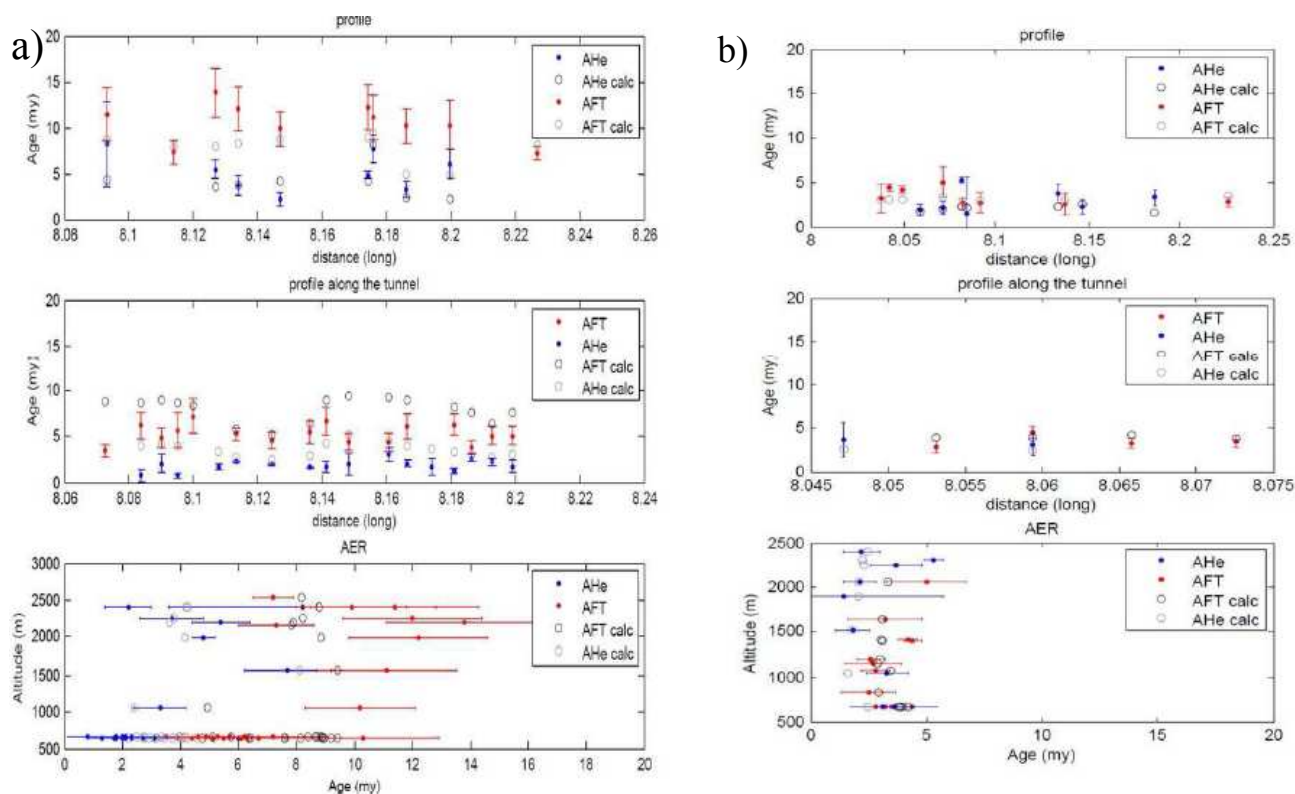


Figura 5-4: Confronto fra dati osservati e dati simulati in virtù dei risultati delle inversioni effettuate: a) modello 2; b) modello 1.

E' possibile osservare in figura 5-4 una buona corrispondenza fra dati osservati e simulati in entrambi i risultati delle inversioni. Per i pannelli concernenti il monte Leone le età in tunnel mostrano una leggera sovrastima delle età delle tracce di fissione in alcuni punti del profilo, mentre per tutti gli altri pannelli i dati a disposizione sono pienamente soddisfatti da quelli simulati. Di seguito i risultati che hanno fornito i grafici di figura 5-4 verranno illustrati nel dettaglio.

Risultati ottenuti per il modello 1

Nei grafici riportati in figura 5-5, 5-6 e 5-7 sono riassunti i risultati dell'inversione per i dati impiegati nel modello 1. Si può notare che la convergenza dell'inversione, ovvero il maggiore addensamento di risultati che danno un buon *fit* con i dati disponibili (punti di colore rosso e rosa), si ha in regioni ben precise. Per quel che riguarda il sollevamento crostale della regione si può osservare che esso è compreso fra 0 e 0.6 mm/anno fra 10 e 2,4 milioni di anni, con il miglior risultato ottenuto a 0.4 mm/anno; fra 2.4 e 0 milioni di anni i migliori risultati si addensano fra 0.9 e 1.3 mm/anno, con il miglior risultato ottenuto intorno a 0.8 mm/anno.

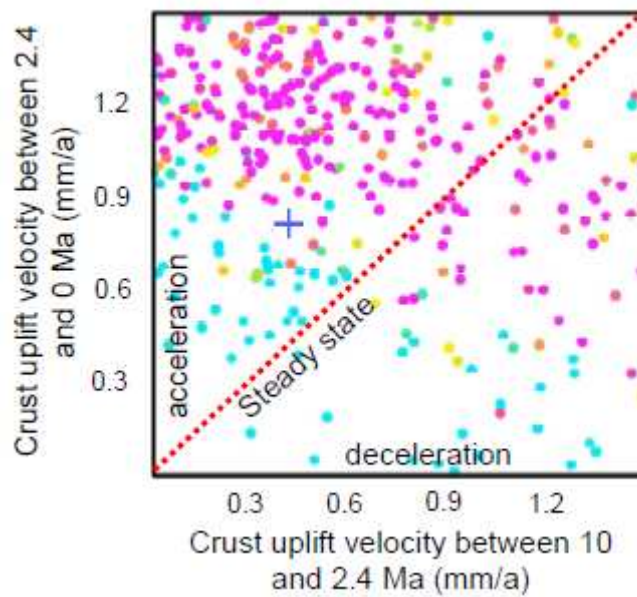


Figura 5-5: Risultati dell'inversione per la storia del sollevamento tettonico della regione

In sostanza, dal grafico di figura 5-5 è possibile dedurre un raddoppio della velocità del sollevamento crostale negli ultimi 2.4 milioni di anni.

L'evoluzione topografica della regione è mostrata nei risultati riportati in figura 5-6 e 5-7. In figura 5-6a è possibile osservare l'ampiezza della topografia (ovvero il dislivello fra picco e fondovalle) rispetto all'attuale. Fra 10 milioni di anni e 5.3 milioni di anni è possibile vedere che si passa da un'ampiezza compresa fra 0.5 e 1 volta quella attuale ad un'ampiezza compresa fra 1.25 e 1.5 volte l'attuale. Ciò presuppone un incremento del dislivello esistente fra vallate e picchi nel corso dell'arco temporale considerato. A tale incremento di dislivello è associato, in figura 5-6b, un probabile cambiamento di quota media della topografia. Infatti nel miglior modello essa passa da 750 metri in più dell'attuale a 1250 metri in più dell'attuale, mentre il maggior addensamento di risultati indicherebbe che non c'è stato un cambiamento di quota media fra 10 e 5 milioni di anni.

In figura 5-8 sono evidenziati i risultati delle inversioni per la velocità di dislocazione della faglia del Sempione e per il tempo in cui essa ha cessato di essere attiva. Nel grafico mostrato non è ben definito il valore di velocità, mentre il periodo in cui essa sembrerebbe essersi fermata è individuabile in modo relativamente chiaro, fra 6.5 e 10 milioni di anni. Il modello migliore prevede una faglia che si sarebbe dovuta disattivare a 8 milioni di anni con una velocità di dislocazione di poco più di 1 mm/anno a partire da 15 Ma sino a 8 Ma.

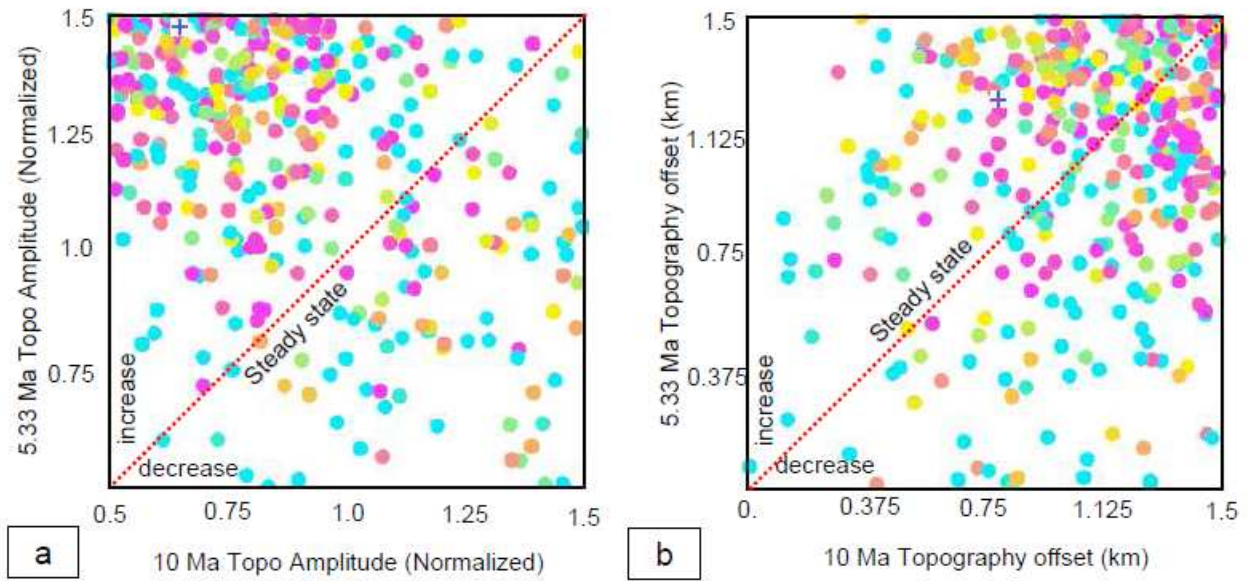


Figura 5-6: Risultati dell'inversione per l'evoluzione topografica fra 10 e 5.33 milioni di anni fa.

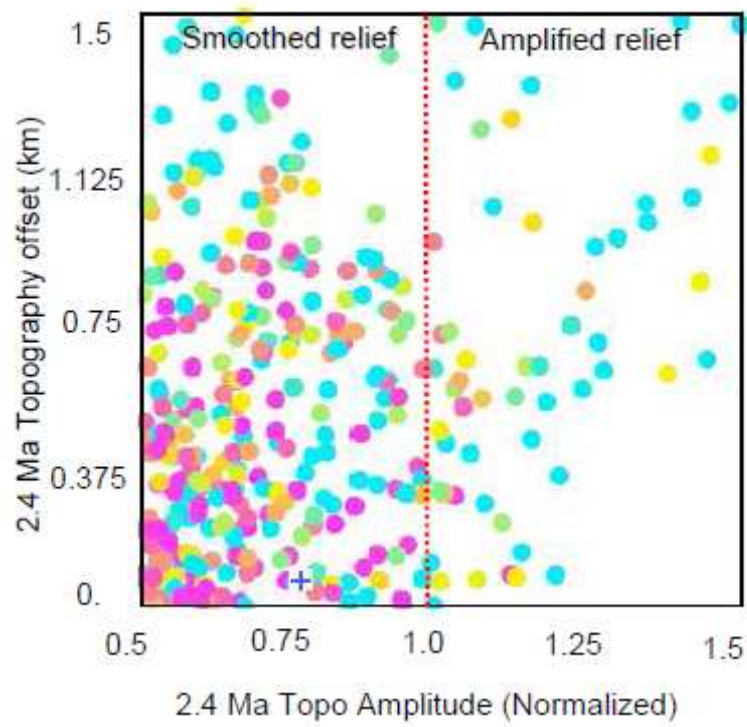


Figura 5-7: Risultati dell'inversione per la topografia preglaciale.

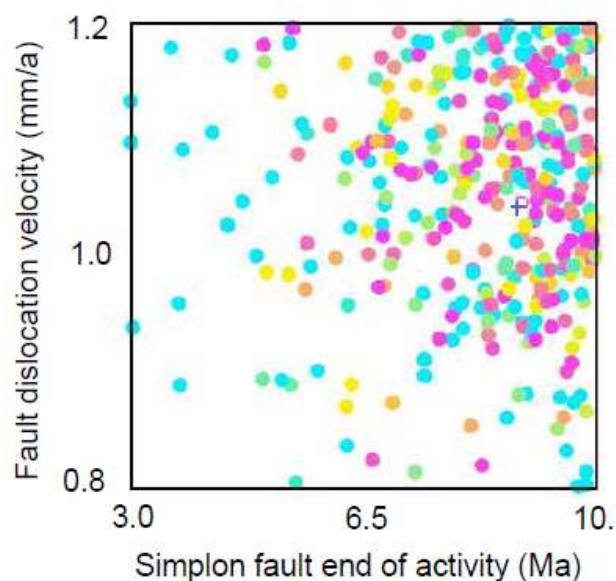


Figura 5-8: Risultati dell'inversione per l'attività della faglia del Sempione.

In virtù dell'evoluzione topografica mostrata in figura 5-6 e 5-7, si avranno i tassi di esumazione mostrati in figura 5-13 dove vengono confrontati con i risultati ottenuti invertendo i dati della zona del monte Leone. Da tale immagine è possibile notare un tasso di esumazione che aumenta nel corso del periodo geologico preso in esame. Più precisamente si passa da un tasso di esumazione di 0.4 mm/anno all'inizio delle simulazioni ad un tasso compreso fra 0.39 e 0.56 mm/anno a 5.3 Ma sino ad un tasso compreso fra 0.54 e 1.16 mm/anno durante e dopo lo stabilirsi delle glaciazioni nell'emisfero boreale (2.4-2.5 Ma).

Risultati ottenuti con il modello 2

Il tasso di sollevamento crostale risultante dall'inversione dei dati per questa regione è più lento rispetto alle aree circostanti per il periodo 10 – 2.4 milioni di anni. Infatti, mentre dal modello descritto nella sezione precedente di questo capitolo si ottiene un tasso medio di sollevamento di 0.4 mm/anno, l' inversione dei dati relativi il monte Leone predilige un sollevamento di 0.2 mm/anno (fig. 5-9). Più in dettaglio tutti i modelli a buon *fit* sono concentrati nella regione 0 – 0.6 mm/anno, mentre si ha pessimo *fit* da 0.6 mm/anno in su. Quindi, per il periodo 10 – 2.4 milioni di anni, i modelli migliori hanno velocità relativamente bassa. Dai 2.4 milioni di anni a oggi si ha un incremento delle velocità di sollevamento, con il modello che meglio soddisfa i dati a 0.8 mm/anno. In questo caso i modelli più coerenti con i dati osservati mostrano valori compresi tra 0.6 e 1.2 mm/anno.

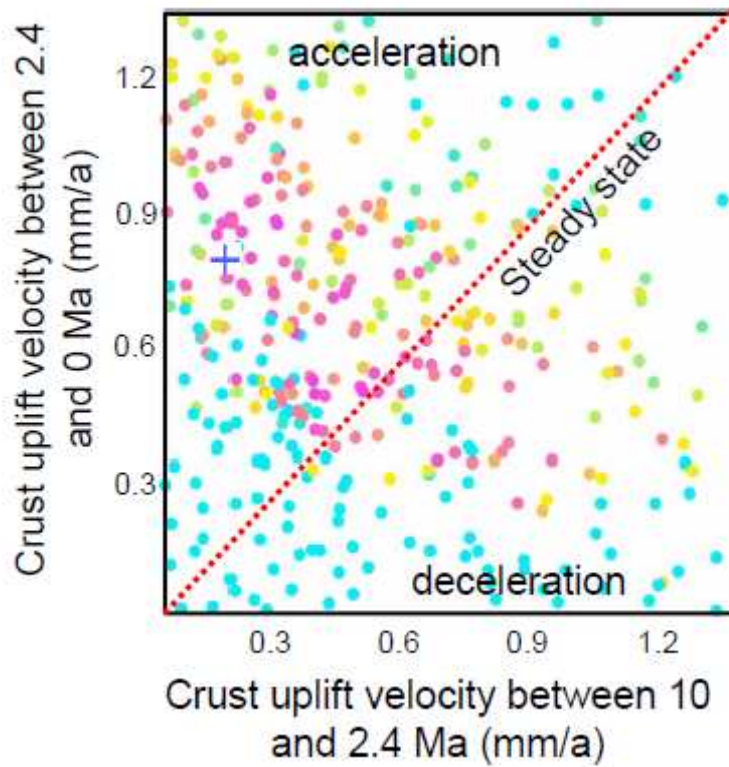


Figura 5-9: Storia di sollevamento crostale per i dati collezionati al monte Leone.

L'evoluzione topografica della regione del monte Leone è mostrata nelle figure 5-10 e 5-11. Per il periodo di tempo compreso fra 10 e 5.33 milioni di anni, si osserva un aumento dell'ampiezza topografica (fig. 5-10a) e un abbassamento della quota media (fig. 5-10b).

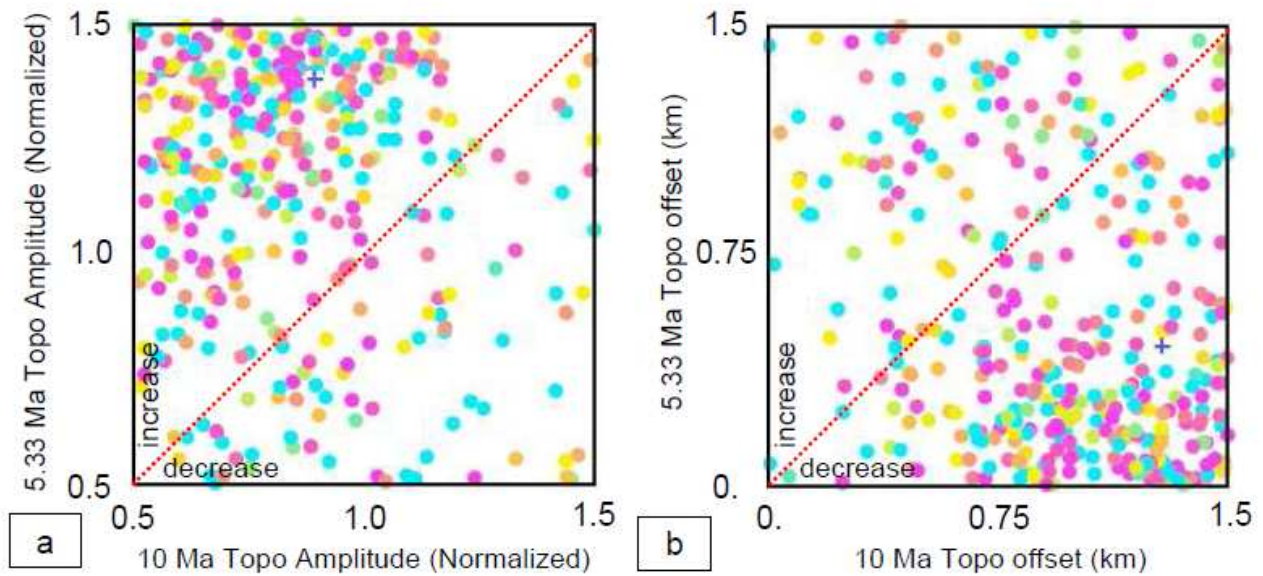


Figura 5-10: Risultati dell'evoluzione topografica fra 10 e 5.33 milioni di anni.

A 2.4 milioni di anni invece (figura 5-11), i risultati per il modello 2 mostrano un comportamento che si discosta dai modelli elaborati dagli autori precedenti e da quello mostrato nell'inversione precedente, con una topografia più ampia e dalla quota media più alta rispetto a quella attuale, discostandosi dal modello 1 che invece prevede una topografia ad ampiezza minore rispetto a quella odierna. I risultati dell'inversione mostrano comunque una vaga convergenza. Non si vedono zone di particolare addensamento dei dati per quel che concerne la quota media e non è ben chiaro di quanto sia più ampia la topografia rispetto a quella attuale. E' probabile che tale comportamento sia dovuto alla minore presenza di età termocronologiche recenti nel modello 2, che diminuisce la possibilità di essere precisi nei risultati per quelle fasce di età. In virtù di quanto detto e di quanto riscontrato da autori precedenti sulla forma della topografia in periodi preglaciali sulle Alpi (Pignalosa et al., 2010; Valla et al., 2010), risulta essere più affidabile l'evoluzione topografica ottenuta grazie al modello 1, in quanto avente età complessivamente più giovani e che meglio coprono il periodo interessato.

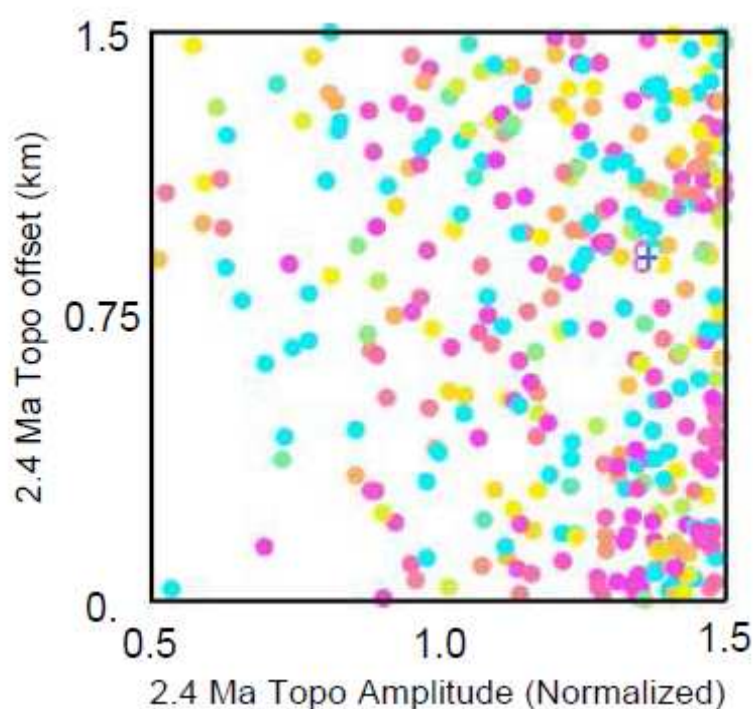


Figura 5-11: Risultati dell'inversione per la topografia a 2.4 milioni di anni.

La storia della faglia del Sempione è riportata in figura 5-12. Da essa è possibile notare che la maggioranza dei risultati ottenuti dall'inversione fatta si concentrano fra 6.5 e 3 milioni di anni, evidenziando un'attività di dislocazione che raggiunge epoche più recenti rispetto al modello precedente. Anche questa volta non si arriva a un valore preciso di velocità per la faglia; il risultato con il misfit migliore è comunque ottenuto a 0.75 mm/anno.

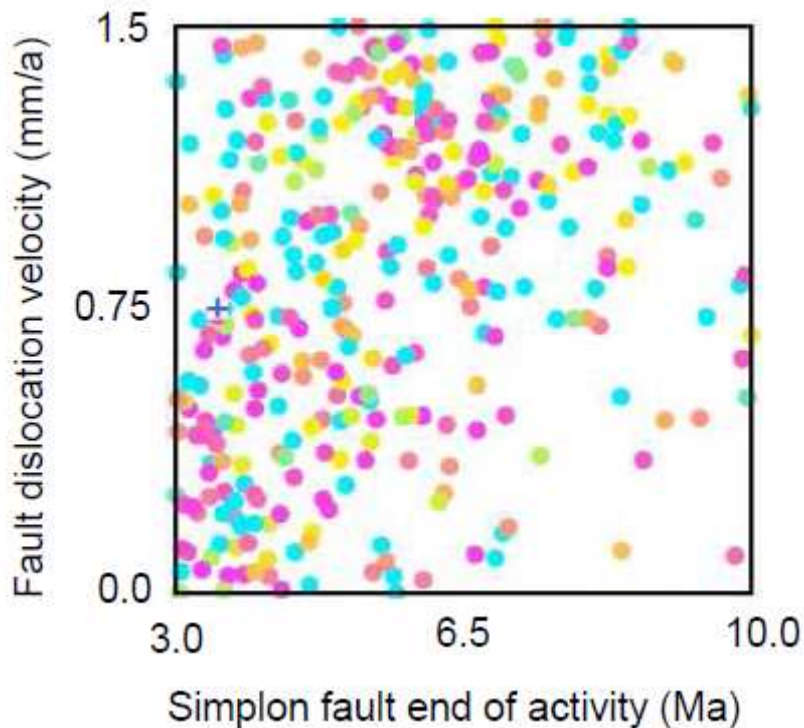


Figura 5-12: Risultati per l'attività della faglia del Sempione.

Discussione

In generale, per entrambi i *dataset* analizzati, si è visto un comportamento di sollevamento crostale costante nel tempo fino alla soglia delle glaciazioni, con un aumento delle velocità nell'ambito di quest'ultima fase climatica. La figura 5-13 riassume i risultati ottenuti per i due modelli. Se nell'ultimo periodo i risultati per la velocità di sollevamento si sono attestati, per entrambi i modelli descritti nei paragrafi precedenti, su 0.8 mm/anno, per il periodo immediatamente precedente il sollevamento crostale sembra essere differente in funzione delle regioni considerate. Per i dati del modello 2 (fig. 5-13, modello 2) infatti si è registrato un lento sollevamento crostale, che si è ripercosso in bassi valori di tassi di esumazione quantificabile a poco più di 0.1 mm/anno fra 15 e 5.3 milioni di anni; i dati del modello 1 invece indicano, a letto della faglia del Sempione e per gli stessi periodi, valori di sollevamento crostale di 0.4 mm/anno e tassi di esumazione variabili fra 0.3 e quasi 0.6 mm/anno. Il *range* dei tassi di esumazione nei vari passaggi temporali evidenziati è variabile in quanto, per via delle variazioni dell'ampiezza topografica, ci saranno nella stessa regione, contemporaneamente, zone esumate più velocemente e zone che sono esumate meno velocemente. Per spiegazioni più dettagliate si rimanda al capitolo delle metodologie.

L'inserimento dell'evoluzione topografica contribuisce in modo importante alla determinazione dei tassi di esumazione. Grazie a tale contributo il modello di faglia con geometria

rolling hinge, escluso da Campani et al. (2010), che nei suoi modelli non tiene conto della topografia o usa una topografia costante nel tempo per la regione investigata, può essere ancora preso in considerazione.

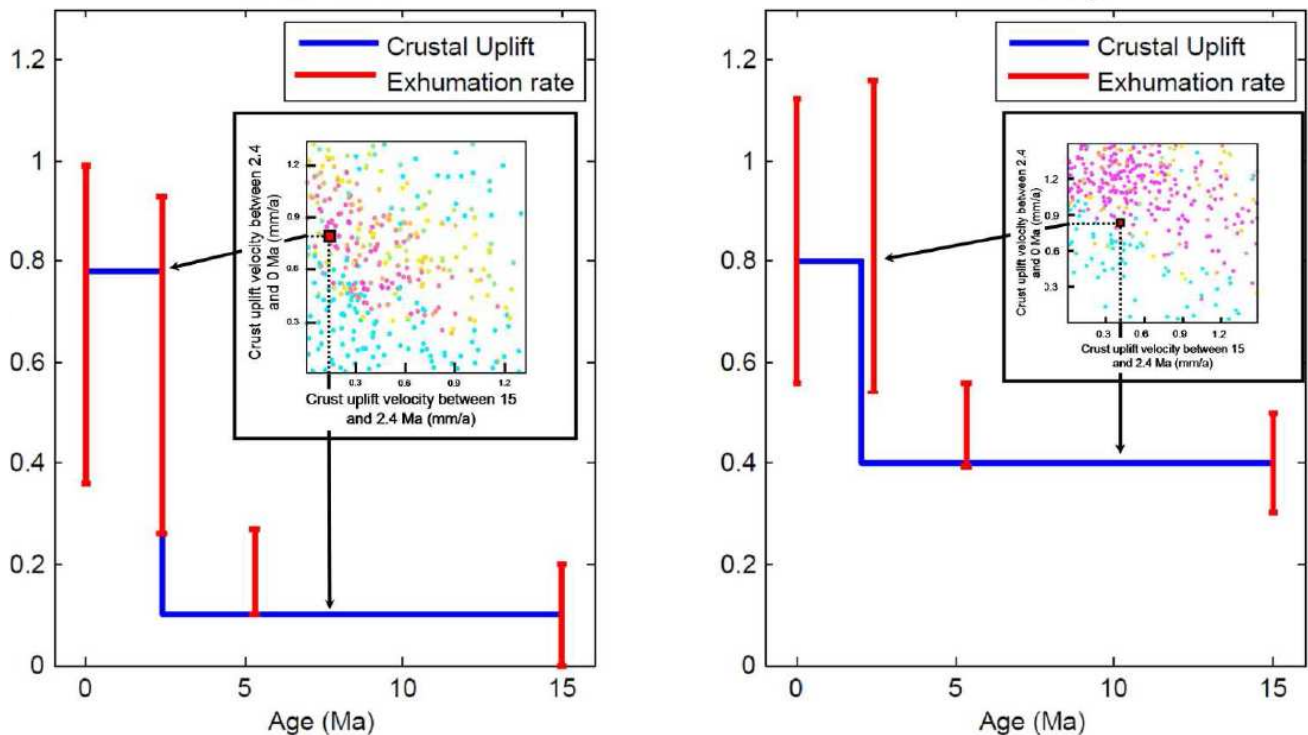


Figura 5-13: Confronto fra le storie di sollevamento e di esumazione dei modelli elaborati. A sinistra è visibile il modello 1, mentre a destra il modello 2. E' possibile osservare una differenza nel comportamento esumativo e di sollevamento in tutto il periodo analizzato antecedente le glaciazioni dove, nel fronte penninico e in prossimità della faglia del Sempione (modello 2), si hanno valori più alti dell'area del monte Leone (modello 1). In entrambi i casi è possibile osservare un aumento dell'attività esumativa in corrispondenza dei cicli glaciali pliocenici.

Infatti, per quel che concerne l'attività di dislocazione tettonica della faglia del Sempione, si è visto che una geometria di faglia di tipo *rolling hinge* è compatibile con il modello di evoluzione topografica ipotizzato. L'attività del Sempione, con il modello 1 descritto nel capitolo del modelling termocronologico del Sempione, cessa a 6.5 milioni di anni con i parametri che forniscono il più basso *misfit*. Questo risultato può suggerire, come ipotesi di discussione, tenendo conto anche degli studi precedenti per la regione, che considerano lo stile di dislocazione del Sempione, per gli ultimi 5 Ma, di tipo *low angle detachment* (Campani et al., 2010), un passaggio di stile da *rolling hinge* a quest'ultimo a 6.5 Ma (Fig. 5-14).

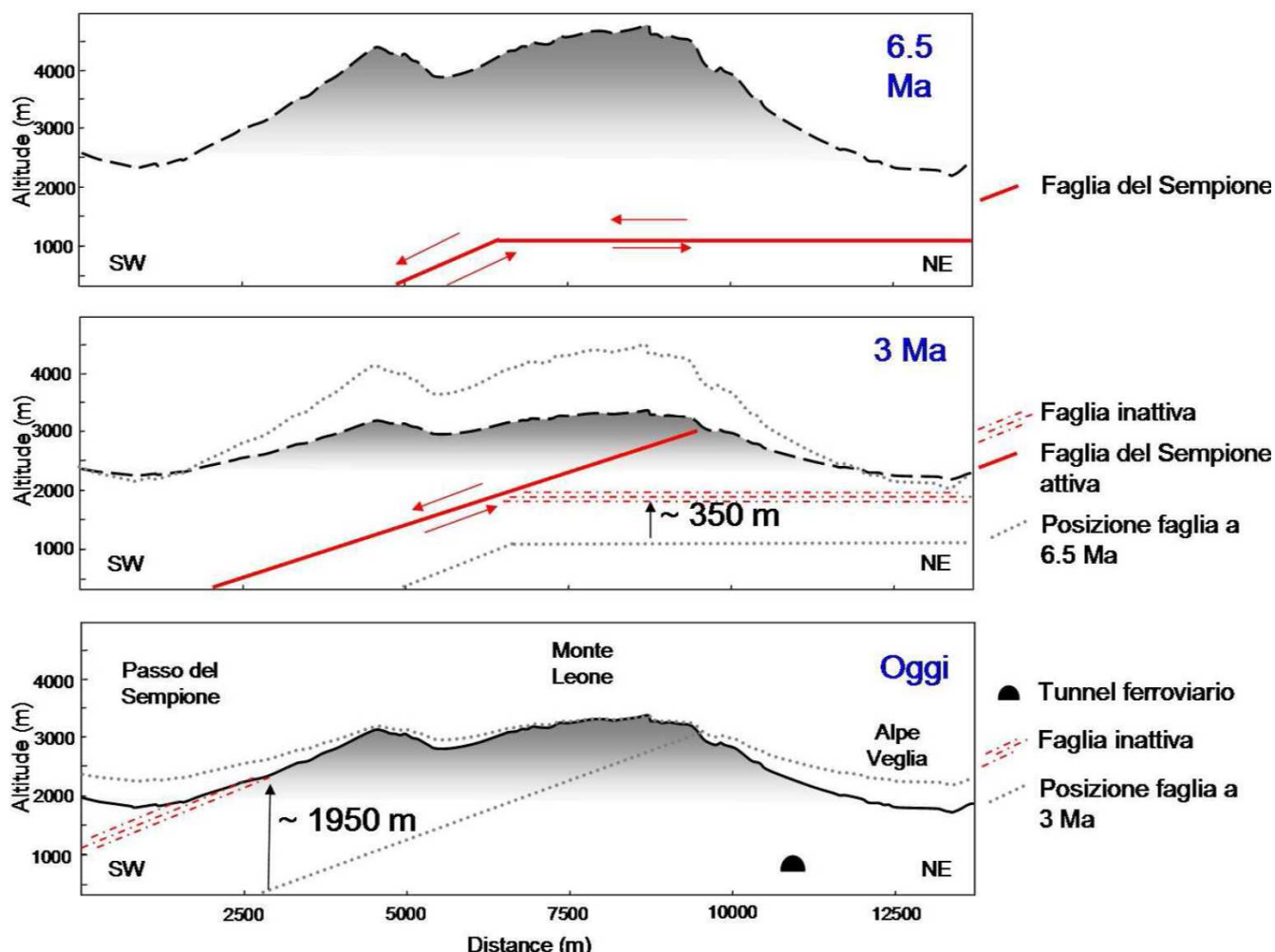


Figura 5-14: Schema mostrante l'ipotesi di evoluzione temporale della geometria della faglia del Sempione: la faglia passa da uno stile di tipo *rolling hinge* a uno *low angle detachment*, per poi fermarsi a 3 Ma, durante lo smantellamento della topografia, che porterà anche la cancellazione di parte di essa.

L'interpretazione di dati di campagna (Wawrzyniec et al., 2001; Axen, 2004) e di modelli fisico - matematici (Lavier et al., 1999; 2000; Tirel et al., 2008) dimostrano che la venuta a giorno di duomi metamorfici può essere accomodata da faglie dalla geometria curva di tipo *rolling hinge*. Tuttavia l'attività di dislocazione di faglie di denudazione porta alla diminuzione del carico litostatico sul letto e alla conseguente riorientazione della faglia stessa che, a causa della compensazione isostatica, diminuisce la sua inclinazione (Spencer, 1984; Lister e Davis, 1988). Anche le simulazioni in scala (Brun et al., 1994) mostrano come faglie dalla geometria curvilinea presenti al lato dei corpi metamorfici in esumazione, durante il loro sviluppo, tendono ad avere angoli di inclinazione progressivamente minori con il progredire della venuta a giorno di tali corpi geologici. Questo effetto può essere verosimilmente accelerato in condizioni di forte smantellamento erosivo di una catena nel caso sia concentrato in corrispondenza dei duomi a maggiore elevazione ed in esumazione. Quindi, in condizioni di sollevamento isostatico di un duomo metamorfico, la faglia responsabile della sua denudazione non può mantenere uno stile di

tipo *rolling hinge* (Axen e Barteley, 1997) ed è quindi più plausibile che continui la sua attività attraverso uno stile *low angle detachment*. Ciò può avvenire solo se le condizioni di attrito (e.g. Collettini et al. 2010, Massironi et al. 2011) o di sovrappressione di fluidi (Sibson, 2000; Healy, 2009) lungo la faglia lo possono consentire. In caso contrario, la faglia dovrebbe disattivarsi e, se le condizioni di stress permangono costanti, dovrebbe nuclearsi un nuovo *splay* a maggiore angolo di inclinazione (Lister e Davis, 1988).

In campagna affiorano elementi che fanno dedurre che il Sempione abbia avuto uno stile di dislocazione di tipo *rolling hinge*; tali evidenze consistono in faglie coniugate ad alto angolo affioranti nel letto della regione di faglia del Sempione, in corrispondenza della sua fascia milonitica (Wawrzyniec et al., 2001; Axen et al., 2001), oltre al già accennato progressivo invecchiamento delle età termocronologiche all'allontanarsi dalla faglia.

Per contro altre osservazioni di campo (Mancktelow, 1985; Grasemann e Mancktelow, 1993) e precedenti modelli termocronologici (Campani et al., 2010), fanno ritenere plausibile uno stile di tipo *low angle detachment*.

Il modello termocronologico della regione del Sempione, elaborato con i dati in possesso, suggerisce il passaggio da uno stile *rolling hinge* a uno *low angle detachment* a 6.5 Ma. Tale passaggio può essere dovuto proprio al meccanismo sopra ipotizzato in cui l'inclinazione della faglia è andata progressivamente diminuendo a mano a mano che la dislocazione è proceduta. Infatti, dal Miocene a 6.5 Ma, il letto della faglia si è sollevato di alcuni km, favorendo così il riequilibrio isostatico necessario alla diminuzione di inclinazione richiesta per disattivare il meccanismo di *rolling hinge*. Tale effetto potrebbe essere stato facilitato anche dall'acuirsi dello smantellamento erosivo della catena durante gli eventi del Messiniano. Per i criteri di rottura nell'ambito delle deformazioni fragili faglie a basso angolo come la linea del Sempione dovrebbero cessare la loro attività (Jackson, 1987; Jackson e White, 1989; Axen, 2004), tuttavia la maturità della faglia del Sempione, (attiva già dal primo Miocene, Mancktelow, 1992; Bistacchi e Massironi, 2000), e la presenza di fillosilicati nelle miloniti della zona di faglia potrebbero aver consentito un abbattimento della resistenza al taglio (Massironi et al. 2011) permettendo alla faglia di dislocare anche a basso angolo fino a 3 Ma.

Tale ipotesi concilia due tesi all'apparenza contrapposte (*rolling hinge* e *low angle detachment*), ma che in realtà evidenzierebbero fasi differenti di uno stesso scenario evolutivo.

E' inoltre probabile che il forte smantellamento che ha caratterizzato la catena negli ultimi 5 Ma, reso evidente nel modello termocronologico sopra esposto, può aver cancellato molte delle tracce concernenti il precedente stile di dislocazione, rimanendone soltanto i segni riportati da

Wawrzyniec et al., (2001), e rendendo quindi non verificabile l'ipotesi dello sviluppo di un eventuale *splay* nel passaggio fra uno stile e l'altro.

E' importante sottolineare che tale ipotesi di evoluzione troverà comunque conferme solo quando, per il modello 1, si provvederà ad analizzare i risultati nel caso di una faglia che disloca in stile *low angle detachment* e tenendo conto di una topografia che evolve nel tempo.

6. Modello termocronologico della regione del Brennero

Considerando quanto detto nell'inquadramento geologico dell'area oggetto di studio, si è provveduto ad usare il codice *Pecube* modificato per tener conto di età termocronologiche raccolte nel sottosuolo. In tal modo è stato possibile modellare la storia esumativa, tettonica e morfologica della regione del Brennero. I dati utilizzati sono stati raccolti da Mancktelow et al., (2001) (tracce di fissione in apatite), Fügenschuh et al., (1997) (tracce di fissione in apatite e in zircone) e nell'ambito di questa tesi di dottorato (tracce di fissione e U-Th/He in apatite).

Come visto precedentemente, il Brennero è una regione tettonicamente complessa dominata da un *escape* laterale E-W generato dalla convergenza meridiana fra microplacca adriatica e la placca europea. Ciò ha provocato distensione lungo la linea del Brennero ed esumazione delle unità penninica all'interno della finestra dei Tauri (Ratschbacher et al., 1991a, b; Frisch et al., 1998, 2000; Massironi et al., 2006) (Fig. 6-1).

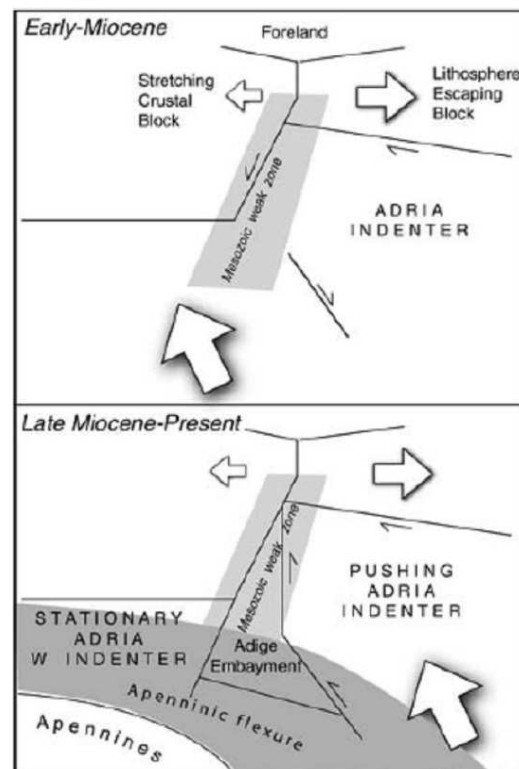


Figura 6-1: Schema raffigurante l'evoluzione geodinamica della regione del Brennero dal Miocene a oggi (da Massironi et al., 2006).

La regione in cui agisce la faglia del Brennero, all'interno del prisma orogenico, subisce una storia esumativa differente rispetto a quella a sud, compresa nella placca adriatica. Ciò consente di suddividere l'area oggetto di studio in due regioni dalla storia tettonica differente: una settentrionale, che si estende da Innsbruck fino al complesso sistema di faglie trascorrenti composto dalla linea della Pusteria e di Sprechenstein – Mules; e una meridionale, composta dal Granito di Bressanone, e facente parte del dominio Sudalpino.

Dati termocronologici usati

La collocazione dei dati utilizzati per il modelling è mostrata in figura 6-2a. Molti di essi (Fügenschuh, 2007; questa tesi) seguono il percorso della galleria di base del Brennero, mentre altri (Mancktelow et al., 2001) sono raccolti in prossimità della sinclinale di Mules, nella porzione di dominio Austroalpino che borda quello Sudalpino. In tabella 6-1 sono elencati i dati termocronologici che sono stati raccolti nell'ambito di questa tesi e che sono stati usati nel modello di evoluzione morfotettonica presentato in questo capitolo. Per “*tunnel samples*” si intendono i campioni raccolti nel tunnel esplorativo della galleria di base del Brennero attualmente in fase di scavo; per *underground samples* invece, si intendono campioni raccolti da sondaggi geognostici propedeutici alla realizzazione della galleria. MU 3 e MU 4 sono infatti sondaggi utilizzati in Bistacchi et al., 2010, per lo studio dell'interezza tra la linea della Pusteria e la faglia di Sprechenstein – Mules presso la Val di Mules.

Tabella 6-1: Dati termocronologici usati nell'ambito di questa tesi al Brennero

Sample	Latitude	Longitude	Elevation	Distance	Tectonic unit	Apatite (U-Th)/He Age	Apatite fission tracks Age
Surface samples							
S1	47,19053	11,44458	1300	6370	Innsbruck Quartzphyllite	$7,1 \pm 1,44$	-
S2	46,97334	11,52964	2400	32868	Lower Schieferhülle	$7,7 \pm 1,1$	$8,4 \pm 1,5$
S3	46,85417	11,55144	869	45983	Tonalitic Lamella	$4,1 \pm 0,2$	-
S4	46,83703	11,55204	1900	48072	Bressanone Granite	$14,41 \pm 1,12$	-
S5	46,81134	11,60109	1700	52648	Bressanone Granite	$16,47 \pm 1,53$	$17,4 \pm 2,6$
S6	46,79013	11,63632	1350	56152	Bressanone Granite	$11,53 \pm 1,69$	$18,9 \pm 2,5$
S7	46,77488	11,63662	680	57448	Bressanone Granite	-	$22,1 \pm 3,8$
Tunnel samples							
T1	46,81448	11,58772	700	51695	Bressanone Granite	-	$11,8 \pm 1,6$
T2	46,79722	11,60648	700	53982	Bressanone Granite	-	$12,4 \pm 1,6$
T3	46,79306	11,61416	700	54845	Bressanone Granite	-	$10 \pm 1,4$
T4	46,78884	11,61936	700	55471	Bressanone Granite	-	$17,4 \pm 5,7$
Underground samples							
MU 3	46,85417	11,55144	869	45983	Tonalitic Lamella	-	$8,9 \pm 0,8$
MU 4	46,85313	11,55222	944	46383	Tonalitic Lamella	-	$7,9 \pm 1,5$
Mancktelow et al., 2001							
M1	46,883	11,453	1012	42500	Sudalpine	-	9 ± 1
M2	46,867	11,509	1074	44535	Sudalpine	-	9 ± 1
M3	46,858	11,514	1046	45351	Sudalpine	-	$12 \pm 1,2$
M4	46,866	11,534	1190	45948	Sudalpine	-	$13 \pm 1,3$
M5	46,851	11,525	947	45980	Sudalpine	-	$13 \pm 1,3$
M6	46,839	11,533	934	46719	Bressanone Granite	-	$24 \pm 2,5$
Fügenschuh et al., 1997							
Sample	Latitude	Longitude	Elevation	Distance	Tectonic unit	Apatite FT Age	Zircon FT Age
P	47,22262	11,42757	1000	3000	Innsbruck Quartzphyllite	9 ± 1	-
T	47,08225	11,48324	1140	16442	Upper Schieferhülle	-	16 ± 2
U	47,06077	11,50818	1240	22770	Upper Schieferhülle	-	$11 \pm 1,1$
V	47,03658	11,48023	1190	25413	Upper Schieferhülle	9 ± 1	10 ± 1
W	46,97334	11,52964	2400	31161	Central Gneiss	10 ± 1	10 ± 1
Y	46,95253	11,52963	1569	33350	Upper Schieferhülle	$9,9 \pm 3,6$	$13 \pm 1,3$
Z	46,89984	11,44283	1042	40000	Upper Schieferhülle	$7 \pm 2,5$	$13 \pm 1,5$

Il diverso comportamento tettonico dei due domini attraversati dal tunnel (Sud-Alpino e Alpino s.s.) trova riscontro anche nei dati termocronologici raccolti: tracciando un profilo lungo la galleria, che va dalla città di Innsbruck all'abitato di Fortezza, è possibile osservare come le età delle tracce di fissione e di (U-Th)/He siano differenti fra domini Austroalpino e Sudalpino, e come la differenza di età sia ben visibile in corrispondenza della linea Sprechenstein – Mules (Fig. 6-2b).

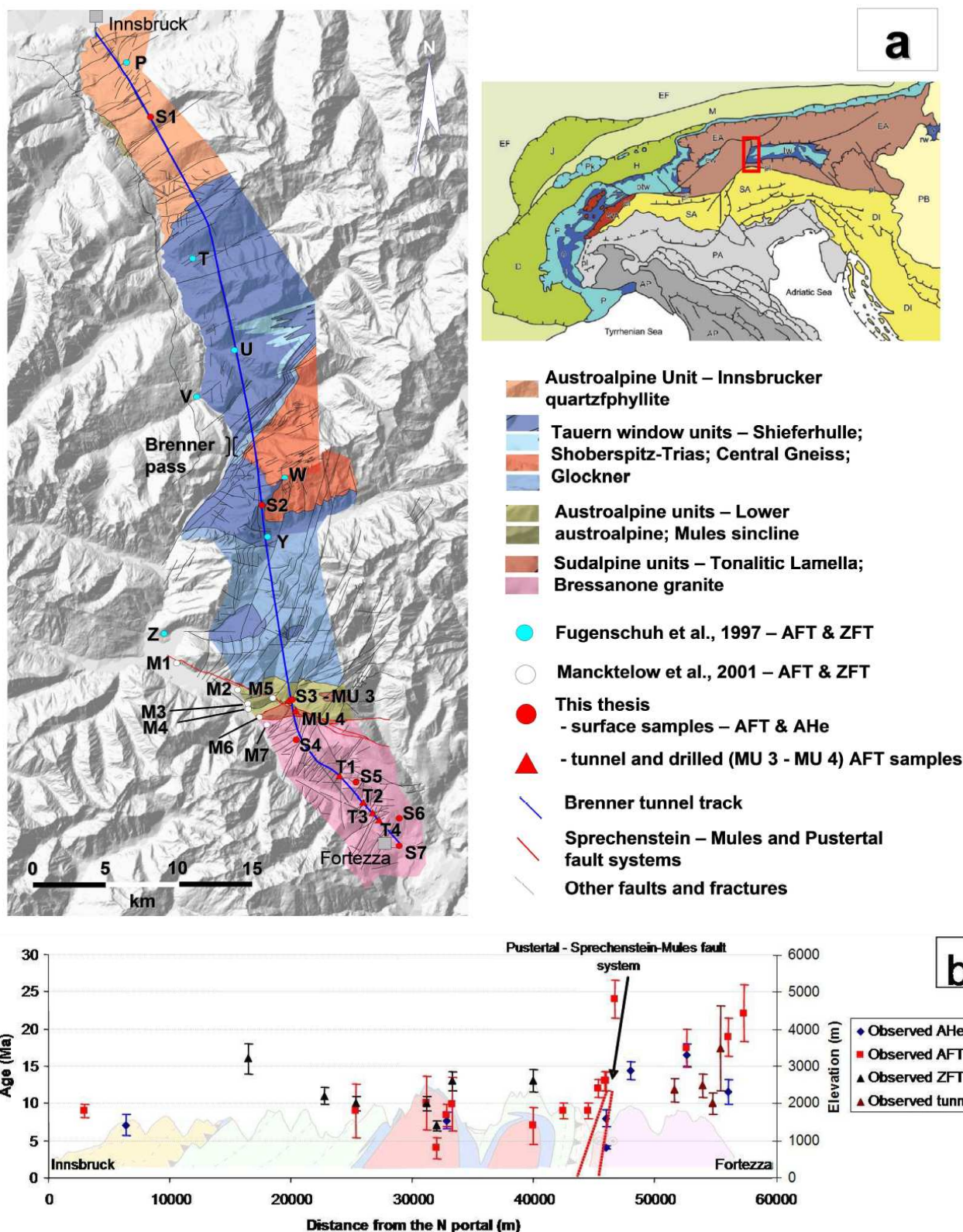


Figura 6-2: a - Carta geologica della regione rielaborata da dati del progetto del tunnel ferroviario di base del Brennero (BBT). E' possibile osservare la collocazione dei vari campioni. b – profilo, elaborato dalle relazioni BBT lungo il tunnel di base del Brennero con una sintetica sezione geologica schematica: la falda delle filladi quarzifere di Innsbruck è indicata in giallo; l'unità di basamento del Central Gneiss è indicata in rosa; la copertura del tetto vecchio in blu le coperture penniniche (Shieferhülle, Glockner, Shoberspitiz) in celeste; il dominio Austroalpino inferiore e la sinclinale di Mules in bianco; la lamella tonalitica in arancione; il Granito di Bressanone in rosa. E' possibile notare che nella porzione centrale affiorano gli elementi più profondi della crosta. Nella sezione sono mostrate le età dei campioni usati nelle analisi.

Infatti è possibile notare come le età di (U-Th)/He siano di circa 7 milioni di anni nel settore settentrionale, mentre in quello meridionale siano variabile fra gli 11 ed i 16.47 Ma, testimoniando in quest'ultimo caso un raffreddamento alle basse temperature molto più lento. Tale comportamento è riscontrabile anche nelle tracce di fissione: mentre per il prisma orogenico comprendente la finestra dei Tauri si hanno età che variano fra gli 8 ed i 10 Ma, per il granito di Bressanone si arriva ad età quasi raddoppiate.

Abbastanza breve è il passaggio fra la chiusura di un sistema termocronologico e l'altro nella finestra dei Tauri (circa 1 Ma). Ciò evidenzia un raffreddamento estremamente rapido nel periodo corrispondente. Inoltre, le età rilevate per questa zona, se messe in relazione con la quota di campionamento, non mostrano la presenza di una relazione tra età e quota (figura 6-3).

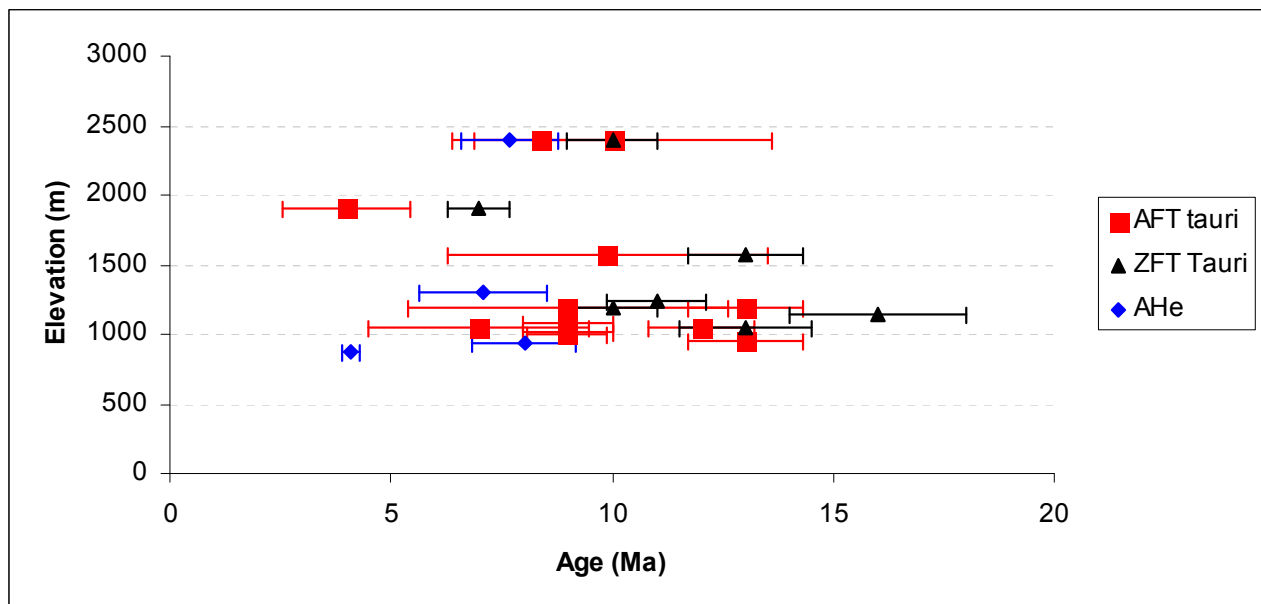


Figura 6-3: Rapporto fra età e quota per i dati collezionati a nord della faglia Sprechenstein - Mules. E' possibile osservare come fra età e quota non sia visibile alcuna relazione.

Preparazione del modello

Basandosi sui tassi di esumazione stimati da Tari et al., (1992), Frisch et al. (2000) affermano che l'attuale topografia si è formata circa 17 milioni di anni fa. In questo stesso periodo Kuhlemann et al., (2002), nota un incremento nel tasso di produzione di sedimenti, probabilmente collegato al sollevamento della finestra tettonica dei Tauri. Il trasporto di tanto sedimento sarebbe dovuto a un forte drenaggio che ha abbassato i fondovalle incrementando la differenza di quota esistente fra essi e le vette montuose (Frisch et al., 1998, 2000; Kuhlemann et al., 2002).

La stima approssimativa della configurazione della paleo-topografia utile all'elaborazione si è basata su Kuhlemann, (2007). Secondo questo lavoro, a 16 milioni di anni la quota media era di

2000 metri; fra 16 e 15 milioni di anni si ha un rapido abbassamento della topografia, che si attesta su una quota media di 1500 m; fra 15 e 8 milioni di anni si ipotizza che la quota media si alza a circa 2000 metri. La crisi di salinità messiniana, avvenuta fra 5.59 e 5.5 milioni di anni (Krijgsmann et al., 1999), non avrebbe influito sulla topografia della regione (Kuhleemann et al., 2002).

Dato che le età termocronologiche che si hanno dal *dataset* a disposizione partono da circa 18 milioni di anni (tracce di fissione su zircone), il modello viene fatto iniziare anch'esso a 18 milioni di anni. I parametri di inversione che sono stati utilizzati sono mostrati in tabella 2 e sono stati impostati cercando di ottenere una topografia in cui la media dei picchi montuosi corrispondano alle medie delle quote dei picchi indicate da Kuhleemann, (2007).

In tabella 6-2 è possibile notare i parametri topografici adottati in funzione di tale modello: per *Sudalpino* e *Alpi settentrionali* si intendono le zone generate dalla suddivisione che è stata fatta nel set di dati per facilitare la modellazione della regione.

Tabella 6-2: Parametri di inversione usati per l'elaborazione dei dati termocronologici del Brennero

Inversion parameters		
Thermal parameters		
Number of nodes of the model (lat-lon-z)	40 - 24 - 47	
Moho depth	47	Km
Moho temperature	800	°C
Thermal diffusivity	30	Km/Ma
Heat production rate	1	°C/Ma
Atmospheric lapse rate	0.6	°C/km
Temperature at the surface	6	°C
Topography amplitude and offset at 8 Ma*	0.8 and 0.2	times – km
Topography amplitude and offset at 2.4 Ma*	0.8 and 0.2	times – km
Alpi settentrionali		
Brenner fault dislocation at 18 - 10 Ma	0 – 4	mm/a
Brenner fault dislocation at 10 – 0 Ma	0 – 4	mm/a
18 – 15 Ma crust uplift	0 - 2.6	mm/a
15 – 10 Ma crust uplift	0 – 1	mm/a
10 - 2.6 Ma crust uplift	0 - 0.2	mm/a
2.6 - 0 Ma crust uplift	0 - 0.3	mm/a
Topography amplitude and offset at 18 Ma*	0.9 and 0	times – km
Topography amplitude and offset at 12 Ma*	0.9 and 0	times – km
Sudalpino		
24 – 18 Ma crust uplift	0 – 1	mm/a
18 – 15 Ma crust uplift	0 - 2.6	mm/a
15 – 10 Ma crust uplift	0 – 1	mm/a
10 - 2.6 Ma crust uplift	0 - 0.2	mm/a
2.6 - 0 Ma crust uplift	0.2	mm/a
Topography amplitude at 18 Ma*	0.7 - 1	times
Topography offset at 18 Ma*	0 - 0.1	Km
Topography amplitude at 12 Ma*	0.4 – 1	times
Topography offset at 12 Ma*	0 - 0.6	Km

* Amplitude and offset are compared with the actual topography

I tassi di erosione stimati da Kuhleemann, (2007), per il periodo antecedente le glaciazioni, indicano una storia esumativa che parte da 18 Ma con valori di 0.12-0.18 mm/anno, per arrivare a 0.25 mm/anno fra 5.3 e 2.5 Ma; durante il periodo glaciale, come negli ultimi 0.78 Ma, si arriva a picchi di 0.4 mm/anno.

La faglia del Brennero è di tipo *rolling hinge*, (Axen et al., 1995; Selverstone et al., 1995; e Pazzaglia et al., 2007). Selverstone et al., (1995) hanno stimato una componente verticale di dislocazione di circa 15 km, mentre Fügenschuh et al., (1997), ipotizza che tale componente sia di 18. Ciò ha indotto a pensare che la finestra dei Tauri sia esumata per scoperchiamento estensionale delle falde soprastanti (Frisch et al., 2000). Per contro, Rosenberg e Garcia, (2011), hanno ipotizzato, uno smantellamento della catena di 15 km, di cui 10 legati alla deformazione della finestra dei Tauri e 5 all'attività del Brennero, relegando così il contributo esumativo della faglia a un ruolo marginale.

I parametri termici usati sono stati ricavati dalla bibliografia. La profondità della Moho è posta fra 40 e 44 km come indicato da Waldhauser et al., 2002; Cassinis, 2006 e Ziegler and Dèzes, 2007; Kuhleemann, 2000, indica un gradiente termico medio di 21°C/km; Vosteen et al., 2006, indica 800°C come temperatura alla base della crosta del suo modello termico.

Stando a quanto descritto in questo paragrafo, i *range* di parametri scelti per le inversioni al fine di ottenere un modello di evoluzione morfotettonica per il Brennero sono indicati in tabella 6-2.

Risultati per le Alpi settentrionali

I risultati dell'inversione sono mostrati in figura 6-4 (a,b) e 6-5. In entrambe le figure, sugli assi è riportata la velocità di sollevamento crostale (fig 6-4 a e b) e quella di dislocazione della faglia del Brennero (fig. 6-5) per i periodi di tempo stabiliti nei parametri di input dell'inversione.

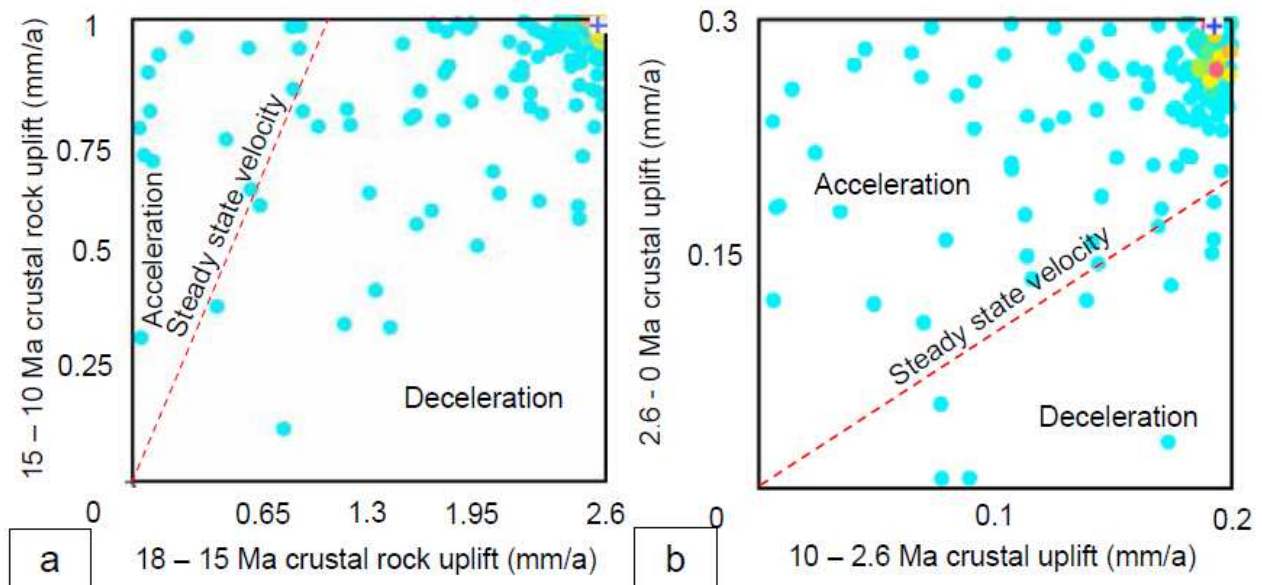


Figura 6-4: Risultati dell'inversione per la storia del sollevamento tettonico dell'area dei Tauri

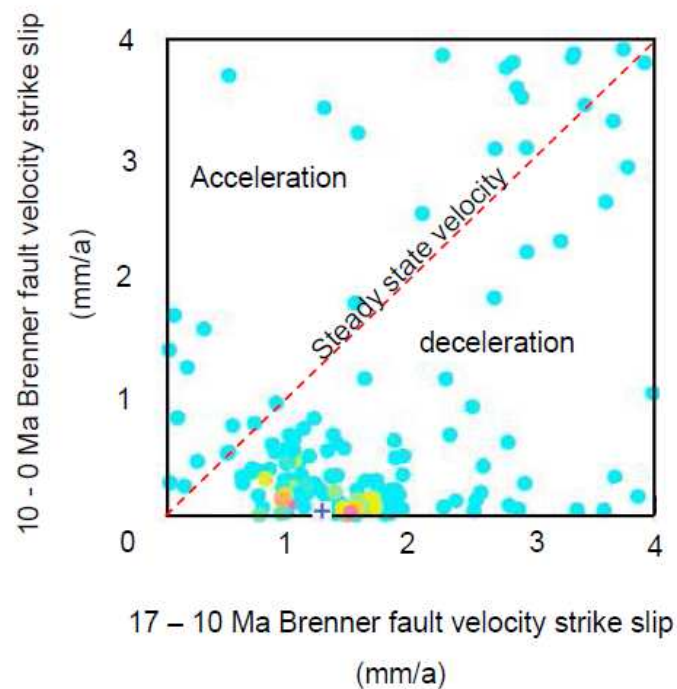


Figura 6-5: risultati dell'inversione per la storia di dislocazione della faglia del Brennero

Come è possibile notare dalle figure 6-4a e 6-5, si ha che i modelli calcolati dall'inversione si addensano nella regione che indica un rallentamento di velocità nel passaggio fra un periodo e l'altro. Ciò indica che l'attività tettonica e l'intensità dell'esumazione sono andati diminuendo nel corso del tempo. Con la stessa chiave di lettura, in figura 6-4b è possibile osservare che nel passaggio fra il periodo 10 – 2.6 Ma e 2.6 – 0 Ma si ha un incremento di velocità di sollevamento della crosta.

.La figura 6-6 mostra la corrispondenza fra i dati osservati e quelli calcolati per i parametri che forniscono il miglior modello secondo le inversioni fatte, i cui grafici sono stati appena mostrati.

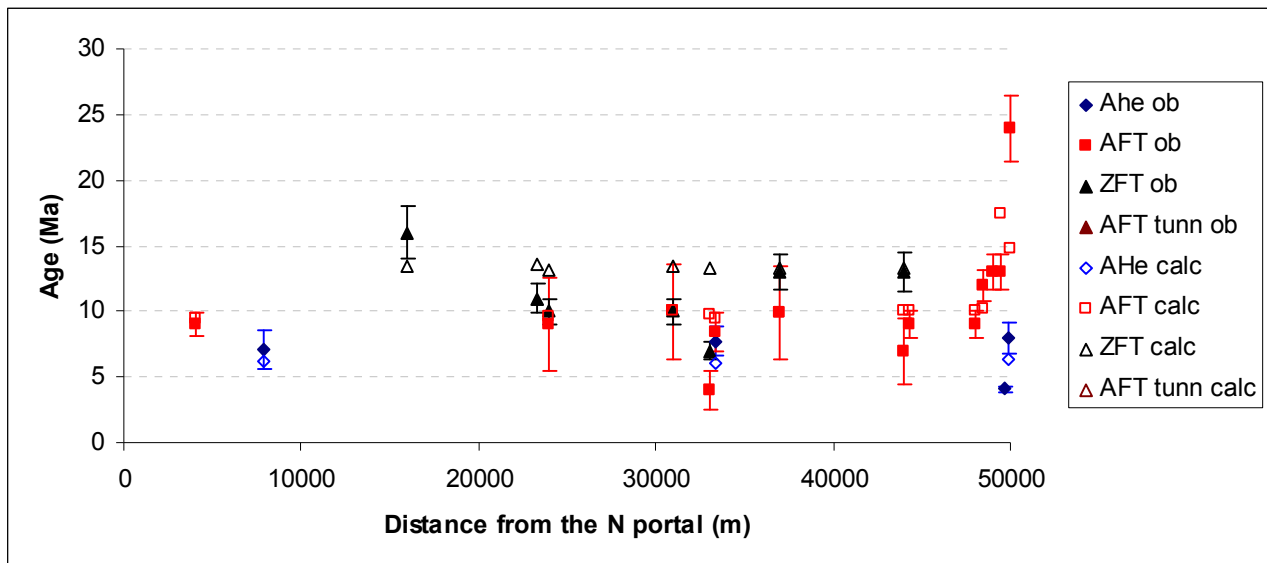


Figura 6-6: Profilo con dati osservati (ob) e calcolati (calc) per la regione considerata

E' possibile osservare che i dati calcolati corrispondono bene a quelli osservati, indicando così che il modello ottenuto dalle inversioni soddisfa le età di raffreddamento ricavate in laboratorio.

Il modello ricavato comporta una storia esumativa, di sollevamento e di dislocazione della faglia del Brennero che vede il suo acme nella formazione della finestra dei Tauri (figura 6-7), confermando così i modelli precedenti. Ad un sollevamento crostale di 2.6 mm/anno avuto fra 18 e 16 milioni di anni, è corrisposto, secondo i calcoli effettuati tramite Pecube con i valori ottenuti dalle inversioni, un tasso di esumazione di 2.4 mm/anno. Rammentando quanto detto nel capitolo 3 sui rapporti fra sollevamento crostale, superficie terrestre e esumazione, è possibile affermare che si è avuto un innalzamento topografico della regione per questo periodo, approssimabile ad una media di 0.2 mm annui. Fra 15 e 12 milioni di anni, avendo equivalenti valori di sollevamento ed esumazione (circa 1 mm/anno), si ha una catena dall'altezza stabile e non variabile. In tutto questo periodo ed oltre, ossia tra 18 e 10 Ma, l'attività della faglia del Brennero, come è visibile dalla figura 6-7, è costante ed associata ad una velocità di dislocazione pari a 1.5 mm/anno.

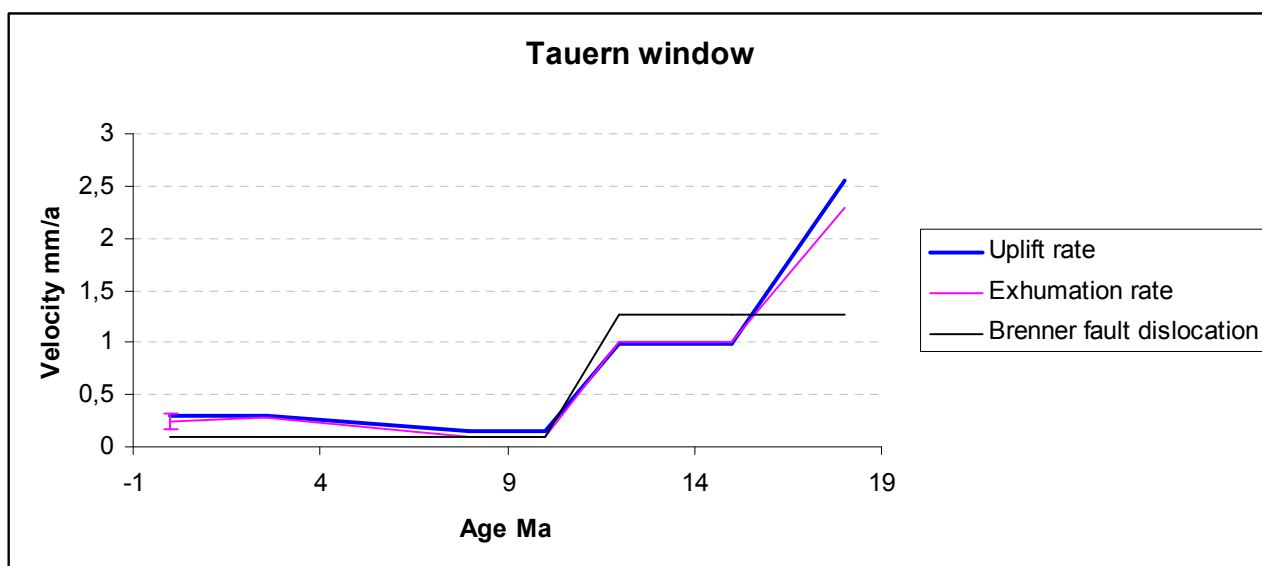


Figura 6-7: Storia tettonica ed esumativa dell'area della finestra dei Tauri.

La faglia e l'attività di sollevamento diminuiscono drasticamente intorno a 10 Ma. Infatti si entra in una nuova fase totalmente differente dalla precedente e caratterizzata da un rallentamento nel sollevamento della regione e nella dislocazione della faglia del Brennero. In questa fase, la velocità di dislocazione al Brennero è di 0.1 mm/anno, mentre si ha una lieve discrepanza fra sollevamento ed esumazione (0.15 e 0.1 mm/anno rispettivamente), con un lieve abbassamento topografico di 0.05 mm/anno. Tale condizione di stabilità si protrae fino alle glaciazioni plioceniche.

Per gli ultimi 2.4 milioni di anni si hanno un sollevamento crostale e un tasso di esumazione prossimo agli 0.3 mm/anno. Tale ricostruzione va in accordo con l'incremento di apporto di sedimenti nei bacini di avanfossa della Molassa e della pianura Padana che si è avuto negli ultimi 3 milioni di anni; si ritiene che tale produzione sia dovuta a una risposta isostatica alle glaciazioni che hanno smantellato porzioni importanti del rilievo (Kuhlemann et al., 2002).

Risultati per il Sudalpino

Nelle Alpi Meridionali si è riusciti, data anche la presenza di dati in tunnel, ad avere una idea più precisa dell'evoluzione topografica per il periodo di tempo coperto dai dati termocronologici. L'assenza dell'influenza della faglia del Brennero è uno dei fattori discriminanti rispetto alla porzione settentrionale del modello; l'appartenenza a un dominio differente, più lontano dall'asse della catena dove si è avuta la massima esumazione (Kuhlemann, 2007), ha contribuito ad avere età termocronologiche più antiche rispetto a quelle riscontrate in finestra dei Tauri. Ciò è mostrato anche dai risultati ottenuti dalle inversioni effettuate. Visto che la copertura

dei dati termocronologici a disposizione non arriva a coprire gli ultimi 10 Ma, i *range* di parametri in cui si investigherà con le inversioni saranno corrispondenti al periodo 10 – 20 Ma.

In figura 6-8 (a,b) è visibile l'evoluzione del sollevamento crostale da 22 a 2.6 milioni di anni fa. Per il periodo concernente i cicli glaciali pliocenici ci si è nuovamente riferiti agli studi di Kuhlemann, (2007), in quanto non si ha nessuna copertura di dati termocronologici per tale periodo. La storia morfotettonica della regione, durante le glaciazioni, è analoga per le due aree in cui è stata suddivisa la regione oggetto di studio per il *modelling* (Kuhlemann, 2007; Massironi et al., 2006).

Dai risultati delle inversioni è possibile notare come si sia avuto prima un'accelerazione del sollevamento tettonico (fig. 6-8a) e poi una decelerazione (fig. 6-8b), che ha portato la regione quasi alla cessazione del sollevamento fra 10 e 2.6 milioni di anni.

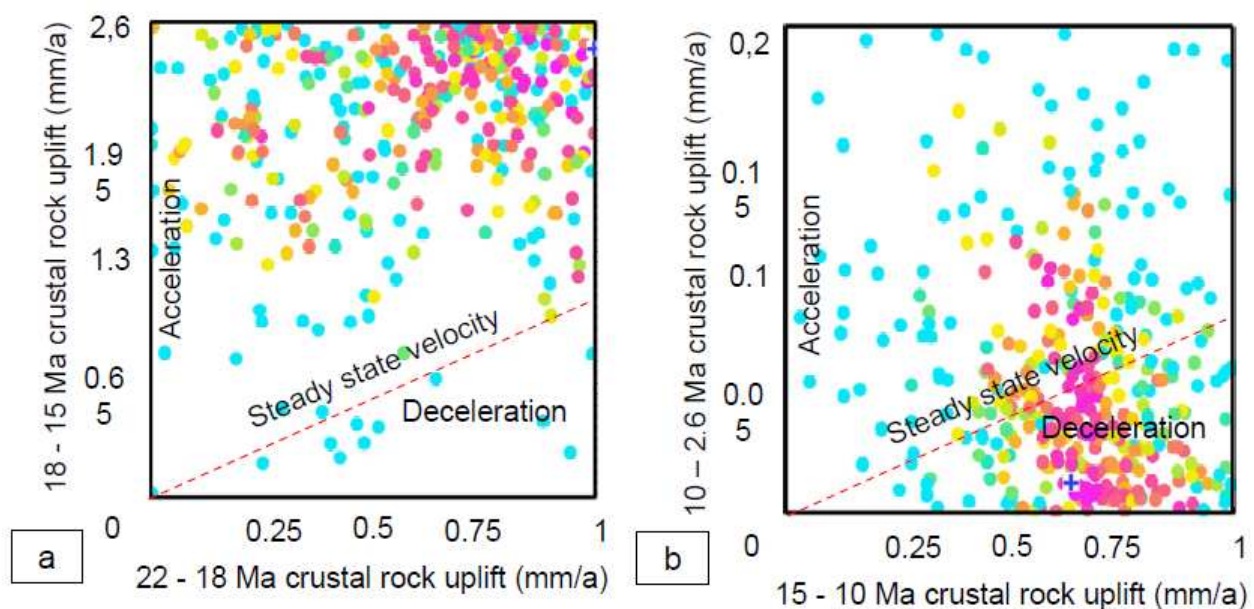


Figura 6-8: Sollevamento crostale per le Alpi meridionali.

In figura 6-9 è mostrata l'evoluzione topografica fra 22 e 12 milioni di anni. E' possibile notare come sia avvenuta una diminuzione dell'ampiezza topografica (figura 6-9 a) per questo periodo di tempo, passando per una differenza picco/fondovalle di 0.85 – 0.7 volte l'attuale a 0.5 – 0.4 volte l'attuale. Poco chiaro invece il comportamento dell'*offset* della topografia rispetto a quella attuale, che per questo periodo sembra comunque avere un comportamento costante nel tempo, mantenendosi a circa 100 metri più alto dell'attuale (figura 6-9 b).

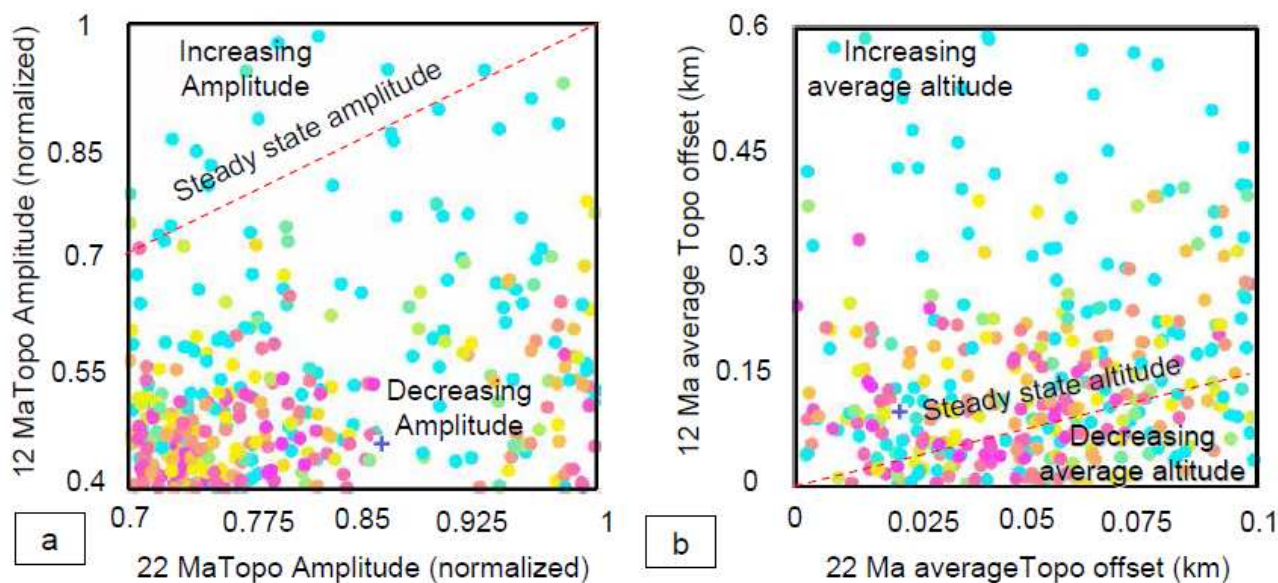


Figura 6-9: Evoluzione topografica delle Alpi meridionali.

La figura 6-10 mostra come i tassi di esumazione abbiano raggiunto abbondantemente valori fra 2.1 e 2 mm/anno, con un tasso di sollevamento crostale di 2 mm/anno a 18 milioni di anni, raggiungendo valori fra 0.5 e 0.65 mm/anno fra 12 e 10 milioni di anni, con un tasso di sollevamento di 0.5 mm/anno. Tali valori inducono a stimare che in questa regione del Granito di Bressanone, alcune porzioni della catena si siano parzialmente smantellate di 0.1 mm/anno fra i 20 e i 18 Ma, e di 0.15 mm/anno fra 12 e 10 milioni di anni. A 8 milioni di anni si ha un accenno di sollevamento che prevale sui tassi di esumazione che risultano in pratica assenti. L'esumazione riprende nel periodo glaciale con le valli che vengono scavate dai ghiacciai di 0.2 mm/anno per 2.6 milioni di anni.

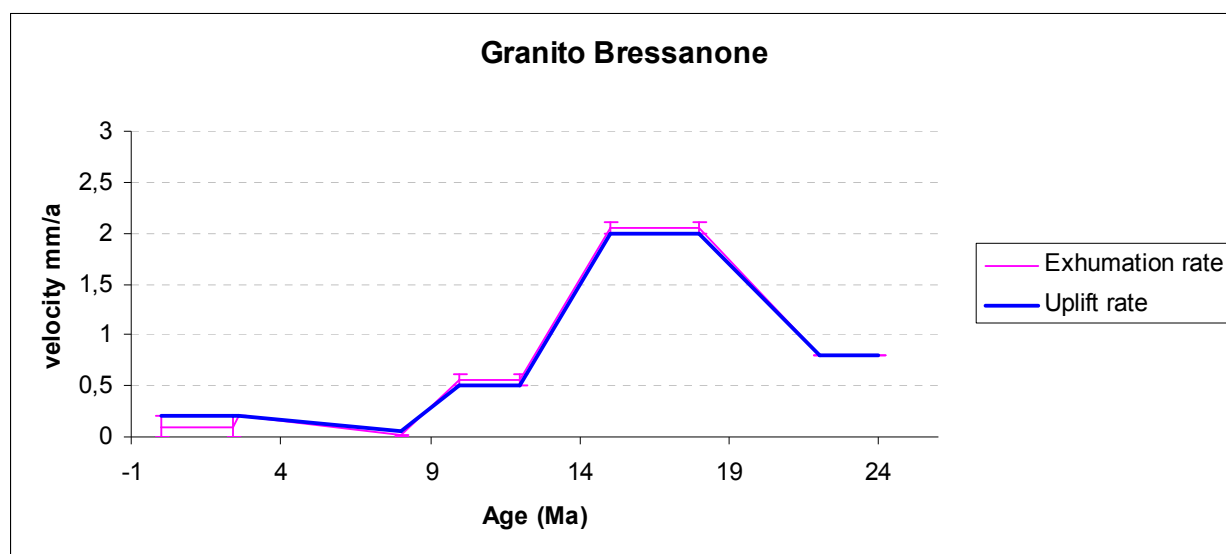


Figura 6-10: Storia esumativa e di sollevamento per le Alpi meridionali ricavata dai risultati dei dati invertiti.

In figura 6-11 è mostrato il confronto fra dati osservati e simulati.

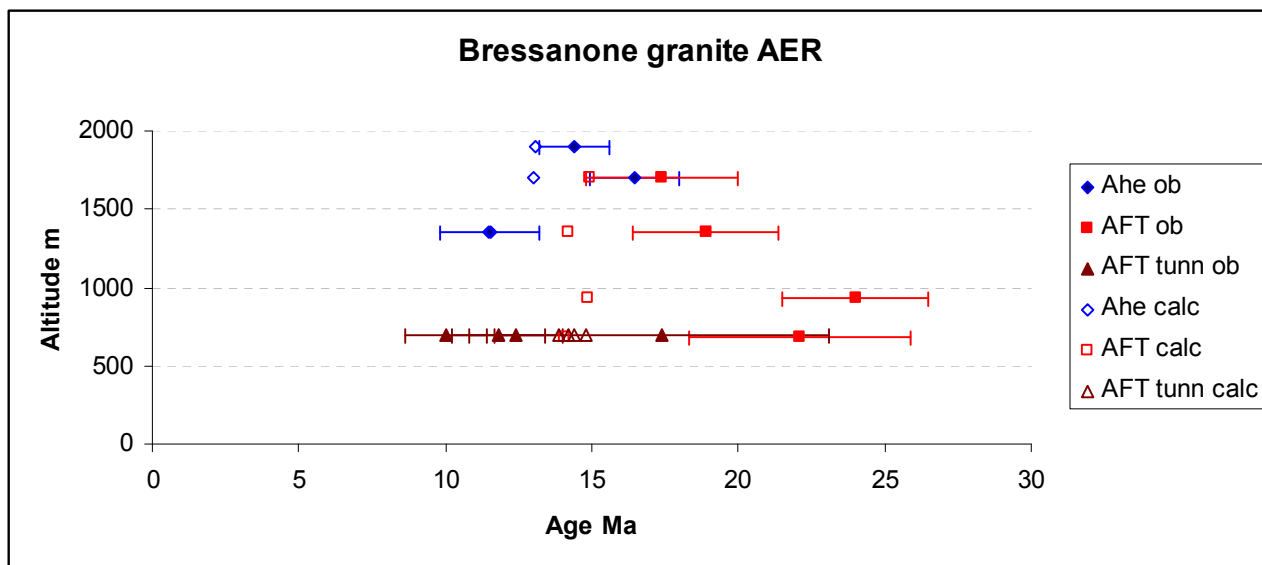


Figura 6-11: Confronto fra dati osservati e calcolati. I dati sono stati rappresentati in funzione dell'altezza per evidenziare come non sussista una relazione fra età e quota.

Conclusioni

In figura 6-12 è riportato il confronto complessivo fra tutti i dati osservati e calcolati. Si evidenziano età più giovani a nord, e quindi in corrispondenza del prisma orogenico, rispetto alla zona meridionale, in corrispondenza del Sudalpino (unità del granito di Bressanone), dove sono visibili età più antiche.

I risultati ottenuti indicano che la storia esumativa e di sollevamento è analoga fra porzione nord e porzione sud. Cio' sembrerebbe in accordo con le osservazioni di Massironi et al., (2006) che indicano una storia tettonica fortemente correlata tra dominio Alpino s.s. e Sud-Alpino a partire dal Miocene. Permangono tuttavia differenze per quanto concerne la storia precedente. La differenza sostanziale è dovuta principalmente al fatto che la porzione nord, ha sperimentato una esumazione maggiore, anche più di 1mm/anno, rispetto a quella meridionale.

Fra 20 e 10 Ma si riscontra un forte sollevamento crostale. Esso è contemporaneo ai processi che hanno portato alla genesi della finestra dei Tauri. Tale repentino sollevamento è sottolineato anche dal forte raffreddamento avvenuto fra 16 e 10 Ma, testimoniato dalle tracce di fissione su zircone (Füghenschuh et al., 1997).

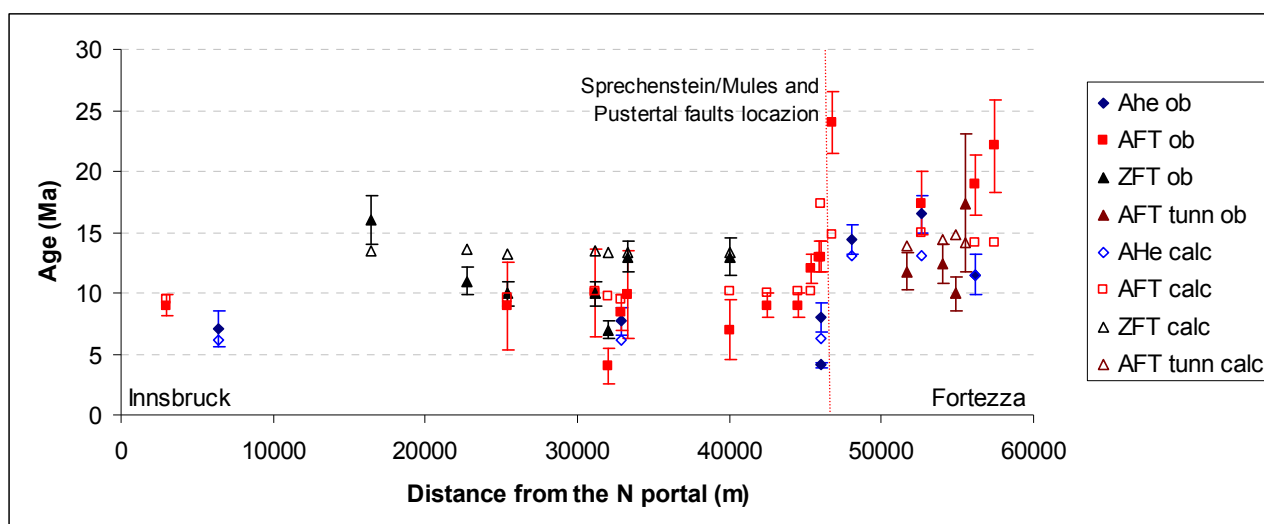


Figura 6-12: Visione complessiva del confronto fra dati osservati e dati calcolati. Il salto di età è all'altezza del complesso di faglie della Pusteria e di Sprechenstein Mules.

In entrambi i casi, a 10 milioni di anni, si ha un crollo dei tassi di sollevamento tettonico e di esumazione; tale crollo si ha contemporaneamente al decremento di attività (da 1.3 a 0.1 mm/anno) della faglia del Brennero, che disloca in stile *rolling hinge*. Ciò pone, stando ai risultati delle inversioni fatte sui dati termocronologici raccolti, il Brennero come elemento cardine dell'esumazione in finestra dei Tauri. La dislocazione totale che si ottiene lungo la verticale, per la faglia del Brennero, è di almeno il doppio di quella ipotizzata da Rosenberg e Garcia, (2011), che avevano ipotizzato un ruolo marginale per la faglia nella genesi della finestra tettonica.

Evidente è la scarsa attività della catena nel periodo precedente le glaciazioni e posteriore la cessazione della maggiore attività del Brennero, subito dopo la venuta a giorno della porzione occidentale della finestra dei Tauri.

Per questo periodo, fra 10 Ma e le glaciazioni, Kuhleemann, (2002; 2007), registra un aumento nell'apporto di sedimento nei bacini circostanti le Alpi orientali. Quindi tale comportamento è in accordo con quanto rilevato dagli studi precedenti. Probabilmente il processo descritto è legato alla genesi dell'attuale reticolo vallivo che tutt'ora caratterizza le Alpi e che, secondo Frisch et al., (2000), si è generato proprio in questo periodo di maggiore erosione della catena.

I modelli elaborati non evidenziano tassi di esumazione importanti per il periodo glaciale (0.1 – 0.3 mm/anno).

7. Conclusioni

In questa tesi di dottorato sono state modellate attraverso un codice a elementi finiti, *Pecube* (Braun, 2005), opportunamente modificato per questa tesi, le storie morfotettoniche dell'area del Sempione e del Brennero, due regioni con assetto geologico-strutturale simile. I modelli sono stati ottenuti invertendo dati termocronologici di bassa temperatura (tracce di fissione e (U-Th)/He in apatite) ricavati dalla letteratura (Campani et al., 2010; Pignalosa et al., 2010) per il Sempione, ed ottenuti attraverso un nuovo campionamento nel caso del Brennero. In quest'ultimo caso ciò ha consentito di avere, per la prima volta, dati di tracce di fissione ed (U-Th)/He in apatite del sottosuolo della porzione occidentale della finestra dei Tauri.

I modelli ottenuti suggeriscono, alla luce di studi precedenti (Campani et al., 2010), per la linea del Sempione, un ipotetico passaggio dello stile deformativo da *rolling hinge* a *low angle detachment* a 6.5 Ma. Tale passaggio è probabilmente indotto dalla stessa dislocazione tettonica che alleggerendo il carico sulla zona di faglia ne ha portato ad una sua conseguente diminuzione di inclinazione. La maturità della faglia del Sempione, attiva dal primo Miocene (Mancktelow, 1992; Bistacchi e Massironi, 2000), e la presenza di notevoli quantità di fillosilicati nelle miloniti della zona di *shear* potrebbero averne garantito l'abbattimento della resistenza al taglio (Massironi et al., 2011) e quindi consentito il prosieguo dell'attività sino a 3 Ma anche in condizioni meccanicamente sfavorevoli (bassi angoli di inclinazione). La conferma o meno di tale ipotesi sarà possibile solo con la simulazione di un ulteriore scenario in cui si terrà conto di tale tipo di faglia. Si evidenzia inoltre la costruzione della topografia della catena fino a 5.5 Ma, con successivo smantellamento fra 5.5 e 0 Ma. Fra 2.4 Ma ed oggi è invece avvenuto l'approfondimento delle valli che ha portato da una topografia relativamente piatta a quella attuale. I maggiori tassi di esumazione si hanno successivamente all'instaurarsi di intensi cicli glaciali nell'emisfero settentrionale e quindi molto probabilmente ad opera dell'attività glaciale stessa. In particolare, si registra un passaggio da 0. – 0.6 mm/anno a 0.6 – 1.2 mm/anno.

I nuovi dati termocronologici per il Brennero, integrati con altri dati di letteratura (Fügenshuh et al., 1997; Mancktelow et al., 2000), evidenziano una differenza di età fra i settori a nord e a sud della linea Periadriatica. Infatti, nella regione settentrionale si hanno età comprese fra 5 e 7 Ma, mentre nelle aree meridionali le età variano tra 13 e 24 Ma. Il modello termocronologico elaborato su tali dati mostra, fra 20 e 10 Ma, e quindi contemporaneamente alla maggiore attività esumativa della finestra dei Tauri (Frisch et al., 2000), picchi nei tassi di esumazione di 1 - 2 mm/anno; la velocità di dislocazione della faglia del Brennero è nello stesso periodo di 1.3 mm/anno. Fra 10 e 0 Ma si ha un crollo sia dell'attività esumativa, che si attesta fra 0.1 e 0.3 mm/anno, che della faglia del Brennero, la cui velocità di dislocazione crolla a 0.1 mm/anno. I risultati non mostrano variazioni dei tassi di esumazione o cambi della morfologia topografica per

gli ultimi 5 Ma, facendo intuire una scarsa influenza dei cambiamenti climatici per questa regione rispetto a quella del Sempione.

Bibliografia

- Armstrong, R. L. «Low angle (Denutiation) Faults, Hinterland of the Sevier Orogenic Belt, Eastern Nevada and Western Utah.» *Geological Society of America Bulletin* 83 (1972): 729-737.
- Argand, E. «Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.» *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* 31 (1911): 1-26.
- Axen, J.G., Bartley, J.M., Selverstone, J. «Structural expression of a rolling hinge in the footwall of the Brenner line normal fault, Eastern Alps.» *Tectonics*, 14, 1380-1392, 1995
- Axen, J.G., Bartley, M. «Field tests of rolling hinges: existence, mechanical types, and implications for mechanical tectonics.» *J. Geophys. Res.*, 102, 20, 515-20, 537, doi: 10.1029/97JB01355, 1997
- Axen, J.G., Selverstone, J., Wawrzyniec, T. «High temperature embrittlement of extensional Alpine mylonite zones in the midcrustal ductile-brittle transition» *J. Geophys. Res.*, 106, B3, 4337-4348, 2001
- Axen, J.G. (2004) «Mechanics of low-angle normal faults»: in Karner, G., Taylor, B., Driscoll, N., Kohlstedt, D.L., eds. *Rheology and deformation in the lithosphere at continental margins*: New York, Columbia University Press, pp. 46 - 91
- Baggio, P., Borsellini, A., et al., 1969 «Carta geologica d'Italia 1:100.000, foglio 1-4, passo del Brennero-Bressanone, con Note illustrative. » Servizio geologico d'Italia.
- Baggio P., De Vecchi Gp., 1970. «L'inesistenza degli "Scisti del Greiner" in Val di Senges (Alto Adige centroorientale). » *Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat.*, 18: 223-237.
- Baggio, P., Fritz, C., Gatto, P., Gregnanin, A., Justin-Visentin, E., Lorenzoni, S., Mezzacasa, G., Morgante, S., Omenetto, P., Piccirillo, E.M., Sassi, F.P., Zattin, B., Zanettin-Lorenzoni, E. (1971). «Note illustrative della carta geologica d'Italia, Foglio 4 Merano.» Servizio geologico d'Italia, Roma, Nuova Tecnica Grafica, 161 pp.
- Baggio P., De Vecchi Gp., Mezzacasa G., 1975. «Carta geologica 1:25.000 media ed alta Valle di Vize e regioni vicine (Alto Adige).» CNR Padova, in De Vecchi e Baggio, 1982.
- BBT – Società per lo scavo del tunnel ferroviario di base del Brennero. «Relazione geologica – Rapporto definitivo (Doc. D0104) » Anno 2008
- Bathe K.J. «Finite element Procedures in Engineering Analysis» 1st Edition. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, NJ, 735pp. - 1982
- Bearth, P. «Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der Lepontischen und penninischen Alpen.» *Eclogae Geologicae Helveticae* 49 (1956): 279-290.
- Bearth, P. «Simplon - Erläuterungen.» *Geologischer Atlas der Schweiz* 61 - 1309 (1973): pp. 52.
- Bearth, P. «St. Niklaus - Erläuterungen.» *Geologischer Atlas der Schweiz* 71 - 1308 (1980): 1 blatt.
- Behrmann, J.H. «Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps.» *Geodinamica acta (Paris)*, 2, 63-67 (1988)
- Behrmann, J.H., Frisch, W. «Sinistral ductile shearing associated with metamorphic decompression in the Tauern window, Eastern Alps» *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, v. 133, p. 135-146. (1990)
- Bellieni, G., Visonà, D. «Metamorphic evolution of the Austroalpine schists outcropping between the intrusive masses of Vendrette di Ries (Rieserferner) and Cima di Vila (Zinsnock), (Eastern Alps, Italy). » *N. Jb.Geol. Paläont. Mh.*, 1981, 586 - 602, Stuttgart 1981.

- Bertagnolli E., Mark E., Bertel E., Pahl M., mark T.D. (1981) «Determination of paleotemperatures of apatite with the fission track method.» Nucl. Tracks 5: 175-180
- Bhandari, N., Bhat, S.G., Lal, D., Rajagopalan, G., Tamhane, A.S.J., Venkatavaradan, V. «Fission fragment tracks in apatite: recordable track lengths.» *Earth and Planetary Science Letters* 13 (1971): 191-199
- von Blanckenburg, F., Davies, J.H., 1995. «Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. » *Tectonics* 14, 120-131.
- Bigi, G., Cosentino, D., Parotto, M., Sartori, R., Scandone, P., 1990. «Structural model of Italy, Sheet no. 1. » In: Castellarin, A., Coli, M., Dal Piaz, G.V., Sartori, R., Scandone, P., Vai, G.B. (Eds.), *Structural Model of Italy, Progetto Finalizzato Geodinamica*. CNR, Rome.
- Bistacchi, A., Massironi, M., Menegon, L. «Three-dimensional characterization of a crustal-scale fault zone: The Pusteria and Sprechenstein fault system (Eastern Alps)», *Struct. Geol.* (2010), doi:10.1016/j.jsg.2010.06.003
- Bistacchi, A., Massironi, M. «Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach» *Tectonophysics* Vol. 327, Iss. 3-4 (2000) pp. 267-292
- Bonin, B., Brändelein, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggengerger, U., Finger, F., Graf, K., MaRR, c., Mercolli, I., Oberhänsli, R., Ploquin, A., von Quadt, A., von Raumer, J., Schaltegger, U., Steyer, H.P., Visonà, D., Vivier, G. «Late Variscan Magmatic Evolution of the Alpine Basement. » - *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer, 169-199. Year 1993
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F.P., Zirpoli, G. «Metamorphic evolution of the Austridic rock to the south of the Tauern window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data.» *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 12, 549-571, 1973
- Bradbury, H.J., Nolen-Hoeksema, R.C. «The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-Type subduction: evidence from heat flow, mineral cooling ages, and tectonic modeling.» *Tectonics* 4/2 (1985): 187-211.
- Brandon, M. T. «Probability density plot for fission-track grain-age samples.» *Radiation Measurements* 26 (1996): 663-676.
- Brandt, S. B. «A new approach to the determination of temperatures of intrusions from radiogenic argon loss in contact aureoles. Vol. Publication #634, in *Geochemical Transport and Kinetics*», di Hoffmann A. W. Giletti B. J. Yoder H. S. Yund R. A. (Eds.), 295-298. Washington: Carnegie Institute, 1974
- Braun, J. «Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships.» *Earth Planetary Science Letters* 200 (2002b): 331-343
- Braun j. (2005) «Pecube: a new finite element code to solve the heat diffusion equation.» *Comp. Geosci.*
- Brügel, A. «Provenances of alluvial conglomerates from the Eastalpine foreland: Oligo-Miocene denudation history and drainage evolution of the Eastern Alps. » *Tüb. Geoswiss. Arb., A Geol. Palaéontol. Stratigr.* 40, 1-168. (1998)
- Brun, J.P., Sokoutis, D., Van Den Driessche, J. «Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes» *Geology*, v. 22, p.319-322. (1994)
- Burri, M. «Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais).» *Bulletin des Laboratoires de Géologie - Univ. Lausanne* 270 (1983a).
- Burri, M. «Le front du Gran St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 76/3 (1983b): 469-490.

- Burri, M., Frank, E., Jeambourquin, P., Labhart, T., Liszkay, M., Streckeisen, A. «Brig, scale 1:25.000.» *Geologischer Atlas der Schweiz* 93 -1289 (1993): 1 sheet.
- Burri, M., Jemelin, L., Jeanbourquin, P. «Brig - Erläuterungen.» *Geologischer Atlas der Schweiz* 93 - 1289 (1994): pp. 62.
- Campani, M., Herman, F., Mancktelow, N. (2010 a) «Two and three-dimensional thermal modeling of a low-angle detachment: Exhumation history of the Simplon Fault Zone, central Alps» *J. Geophys. Res.*, 115, B10420
- Campani, M., Mancktelow, N., Seward, D., Rolland, Y., Müller, W., Guerra, I. (2010 b) «Geochronological evidence for continuous exhumation through the ductile-brittle transition along a crustal-scale low-angle normal fault: Simplon Fault Zone, central Alps» *Tectonics*, 29, TC 3002, doi: 10.1029/2009TC002582
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A. «Variability of apatite fission track annealing kinetics: Experimental results.» *American Mineralogy* 84 (1999): 1213-1223.
- Carslaw H.S., Jaeger J.C. «Conduction of Heat in solids». Oxford University press, 1959
- Cassinis, R. «Reviewing pre-TRANSALP DSS models». *Tectonophysics*, 414: 79-86 (2006)
- Čermák, V., Bodri, L. «Time dependent Crustal temperature modeling: Central Alps. » *Tectonophysics* 257 (1996) 7 - 24
- Cerveny, P. F., Naeser, N.D., Zeitler, P.K., Naeser, C. W., Johnson, N. M. «History of the uplift and relief of Himalaya during the past 18 million years: evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group.» In *New perspectives in basin analysis*, di Kleinspehn K. L. Paola C. (Eds.), 43-61. New York, USA: Springer-Verlag, 1988.
- Chadderton L.T., Montgou-Pollock H.M. (1963) «Fission fragment damage to crystal lattices: heat sensitive crystals» *Proc. Roy. Soc. A* 274: 239-252
- Chadderton L.T. «Nuclear tracks in solids: registration physics and the compound spike.» *Radiat. Meas.* 36: 13-34
- Champagnac J.D., Molnar P., Anderson R.S., Sue C. and Delacou B. «Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the Western Alps.» *Geology*. 35/3 (2007), 195-198
- Christensen, J.N., Selverstone, J., Rosenfeld, J.L., DePaolo, D.J., 1994. «Correlation by Rb±Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps». *Contrib. Mineral. Petrol.* 118, 1-12.
- Cowan G.A., Adler H.H. (1976) «The variability of the natural abundance of ²³⁵U» *Geochim. Cosmochim. Acta* 40,1487-1490.
- Crank, J. «*The mathematics of diffusion*. » Oxford: Oxford University Press, 1975.
- Crowley, K. D., Cameron, M., Schaefer, R. L. «Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluoroapatite.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (1991): 1449-1465.
- Dal Piaz Gb., 1934. «Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe». *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 10: 245 pp.
- Dal Piaz, G.B., 1936. «La struttura geologica delle Austridi, Nota III» *Atti Reale Acc. Sc. Torino*, 71: 1-29 pp.
- Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Martinotti, G. «La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nord-occidentali interne.» *Memorie della Società Geologica Italiana* 11 (1972): 433-460.
- Dal Piaz, G.V., Martin, S. (1998) «Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico.» *Mem. Soc. Geol. It.*, 53: 43-62
- Dal Piaz, G.V., Bistacchi, A., Massironi, M., 2003. «Geological outline of the Alps. » *Episodes* 26 (3), 175-180.

- De Vecchi, G.P., Piccirillo E.M., 1968. «Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Alti Tauri sudoccidentali (Valli di Vizze e di Fundres - Alto Adige). » Mem. Mus. Tridentino Sc. Nat., 24: 99-152.
- De Vecchi, G.P., Baggio P., 1982. «The Pennine zone of the Vizze region in the western Tauern window (Italian eastern Alps).» Boll. Soc. Geol. It., 101: 89-116.
- De Vecchi, G.P., Mezzacasa, G. « The Pennine basement and cover units in the Mesule Group (South-western Tauern Window). » Memorie di Scienze Geologiche, 38, 365-392, Padova 1986.
- De Vecchi, G.P. «Metaophiolite suite in the south-western Tauern Window (Italian sector) geochemistry and geological setting» Memorie di Scienze Geologiche, 41, 51-59, Padova 1989
- Dodson, M. H. «Kinetic processes and thermal history of rocks.» *Annual Report Directory of the Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institute, Yearbook 74* (1975): 210-217-110.
- Dodson, M. H. *Closure profiles in cooling systems*. Vol. 7, in *Material Science Forum*, 145-153. Aedermannsdorf: Trans Tech Publications, 1986.
- Drury, M.J. «Thermal diffusivity of some crystalline rocks. » *Geothermics*, Vol.16. N°2 pp. 105-115, 1987
- Ellenberger, F. «La Série du Barrhorn et les rétrocharriage penniniques.» *Compte rendus de l'Academie de sciences* 236 (1953): 218-220.
- England, P., Molnar, P. «Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks.» *Geology* 18 (1990): 1173-1177.
- Farley, K. A., Reiners, P. W., Nienow, V. «An apparatus for measurement of noble gas diffusivities from minerals in vacuum.» *Analytical Chemistry* 71 (1999): 2059-2061.
- Farley, K.A. «(U-Th)/He dating: Techniques, Calibrations and Applications». Vol. 47, in *Noble Gases.*, di Porcelli D.P. Ballentine C. J. Wieler R. (Eds.), 819-844. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2002.
- Fenti V., Friz C., 1973. «Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano). I». Ricerche geostutturali sulla regione del Brennero. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., 20/1: 1-59, con carta geol. 1:25.000.
- Fenti V., Friz C., 1973. «Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano). II». Ricerche di geologia applicat. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., 20/1: 61-98.
- Fick, A. «Ueber Diffusion» *Ann. Der Physik*. Vol. 170 iss. 1 pp. 59-86. 1855
- Fleischer R. L., Price P. B., Walker R. M. «Ion explosion spike mechanism for formation of charged particle tracks in solids.» *J. Appl. Phys.* 36: 3645-3652. (1965)
- Fleischer R.L., Comstock G.M., Hart H.R. (1972) «Dating of mrchanical events by deformation-induced erasure of particle tracks» *J. Geophys. Res.* 77, 5050-5053
- Fleischer R. L., Price P. B., Walker R. M. «Nuclear tracks in solids: Principles and applications.» University of California Press, Berkeley. 1975
- Frisch, W., 1968. «Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol).» *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, 18, 287-336.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A., «Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. » *Tectonophysics* 297, 1-15. (1998)
- Frisch, W., Dunkl, I., Kuhlemann, J. «Post-collisional orogen parallel large-scale extension in the Eastern Alps» *Tectonophysics*, 327 (2000) 239-265

- Fügenschuh, B., Rockenshaub, M. «Deformations in the hanging wall of the Brenner fault zone» *Terra abstracts* 5, 165. 1993
- Fügenschuh, B. «thermal and kinematic history of the Brenner area (Eastern Alps)» *Unpublished doctoral dissertation – ETH, Zurich*. 1995
- Fügenschuh, B., Seward, D., Mancktelow, N. «Exhumation in a convergent orogen: The western Tauern window» *Terra Nova* 9, 213-217, 1997
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A. «Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion» *Tectonophysics*, 297 (1998) 1-15.
- Frisch, W., Dunkl, I., Kuhlemann, J. «Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps» *Tectonophysics* 327 (2000) 239-265
- Fugenschuh, B., Seward, D., Mancktelow, N. «Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window» *Terra nova*, 9, 213-217, 1997
- Gailbraith, R. F. «On statistical models for fission tracks counts.» *Mathematical Geology* 13 (1981): 471-478.
- Gailbraith, R. F., Laslett, G. M. «Some remarks on statistical estimation in fission track dating.» *Nuclear Tracks* 10 (1985): 361-363.
- Gailbraith, R. F. «Graphical display of estimates having different standard errors.» *Thermometrics* 30 (1988): 271-281.
- Gailbraith, R. F. «The radial plot: graphical assessment of spread in ages.» *Nuclear Tracks, Radiation Measurements* 17 (1990): 207-214.
- Gallagher K., Brown R., Johnson C. «Fission track analysis and its applications to geological problems» *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. Vol. 26 pp. 519-572
- Gelfand A.E., Smith A.F.M. «Sampling based approaches to calculating marginal densities» 1990 *J. Am. Statist. Ass.* Vol 85, 398-409.
- Geman S., Geman D. «Stochastic relaxation, Gibbs distributions and the Bayesian restoration of images» 1984. *IEEE Trans. Patt. Analysis Mach. Int.* Vol. 6, 721-741
- Gleadow A.J.W., Duddy I.R. (1981) «A natural long term track annealing experiment for apatite.» *Nucl. Tracks* 5: 169-174
- Glodny, J., U. Ring, and A. Kühn (2008), Coeval high-pressure metamorphism, thrusting, strike-slip, and extensional shearing in the Tauern Window, Eastern Alps, *Tectonics*, 27, TC4004, doi:10.1029/2007TC002193.
- Grasemann, B., Mancktelow, N. S. «Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland.» *Tectonophysics* 225 (1993): 155-165.
- Green, P.F. «A new look at statistic in fission track dating.» *Nuclear Tracks* 5 (1981): 77-86.
- Green, P.F. "Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene." *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 58 (1985): 1-22.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M. «Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description.» *Chemical Geology (Isotopic Geosciences Section)* 59 (1986): 237.253.
- Grosjean G., Sue C., Burkhard M. «Late extension on the vicinity of the Simplon fault zone (central Alps, Switzerland).» *Ecolae Geologicae Helvetiae* 97 (2004): 33-46.

- Gubler E., Kahle H.G., Klingele E., Muller S., Olivier R. 1981 «Recent crustal movements in witzerland and their geophysical interpretation.» *Tectonophysics*, 38: 297-315
- Guhl, M., Troll, G. «Die Permotrias von Kalkstein im Altkristall in der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). » - *Jb.Geol. B.-A.*, 130, 37-60, Wien 1987
- Harrison, T. M., Zeitler, P. K. «Fundamentals of noble gas thermochronometry.» In *Low-temperature Thermochronology - Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, a cura di Mineralogical Society of America - Geochemical Society, 123-149. Reiners, P. W., Ehlers T. A., 2005.
- Hay, W.W., Soeding, E., DeConto, R.M., Wold, C.N. «The late Cenozoic uplift-climate change paradox. » *Int. J. Earth Sci.* 91:746-74 2002.
- Healy, D. «Anisotropy, pore fluid pressure and low angle normal faults. » (2009) *J. Structural Geology* 31, 561–574.
- Hinderer, M. «Late Quarernary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads.» *Geodin. Acta* 14, 231-263. (2001)
- Höck, V., Koller, F., Seemann, R. «Mineral und Erz inden Hohen Tauern. » Ed. Naturhistorisches Museum, Wien, 1994.
- Hourigan, J. K., Reiners, P. W., Brandon, M. T. «U-Th zonation dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (2005): 3349-3365.
- Hubbard, M., Mancktelow, N. S. «Lateral displacement during Neogene convergence.» *Geology* 20 (1992): 943-946.
- Huges T., Brooks A. «A theoretical frame work for Petrov-Galerkin methods with discontinuous weighting functions: applications to the streamline-upwind procedure.» In Gallagher, R.H., Norrie D.H., Oden J.T., Zienkiewicz O.C. (Eds.), *Finite Elements in Fluids*. Wiley, New York, pp. 47-65. Year 1982
- Huntsberger T.L., Lerche I. (1987) «Determination of paleo heat-flux from fission tracks in apatite.» *J Petrol. Geol.* 10: 365-394
- Hunziker, J.C. «Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 63 (1970): 151-161.
- Hunziker, J. C., Desmons, J., Martinotti, G. « *Alpine thermal evolution in the central and western Alps.* » Vol. 45, in *Alpine tectonics. Geological Society of London Special Publication*, di Corward M. P. Dietrich D. Park R.G. (Eds.), 353-367. 1989.
- Hurfurd A.J., Green P.F. (1982) «A users' guide to fission track dating calibration» *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 343-354
- Hurfurd A.J., Green P.F. (1983) «The zeta age calibration of fission track dating» *Isotope Geosci.* 1, 285-317
- Hurfurd, A.J., Fitch, F. J., Clarke, A. «Reslution of the age structure of the detrital zircon population of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating.» *Geological Magazine* 121 (1984): 269-277.
- Hurfurd A.J. (1986) «Standardization of fission track dating calibration: results of questionnaire distributed by International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology.» *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 11, 329-333

- Hurford, A.J. «Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and age of vertical movement on the Insubric fault line.» *Contributions to Mineral Petrology* 92 (1990): 171-178.
- Hurford, A.J. «Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure?» In *Advances in fission-track geochronology*, di P., De Corte, F. Van Den Haute, 19-32. Dordrecht: Kluwer, 1998.
- Jackson, J.A. «Active normal faulting and crustal extension.» In Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L., eds. Continental extensional tectonics: Geological Society of London Special Publication 28, pp. 3-18
- Jackson, J.A., White, N.J. «Normal faulting in the upper continental crust: Observations from regions of active extension» *Journal of structural geology*, Vol. 11, pp. 15-36. doi: 10.1016/0191-8141(89)90033-3 (1989)
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendin L.E., Bentley W.C., Essling A.M. (1971) «Precision measurements of half lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U » *Phys. Rev. C* 4, 1889-1906
- Jäger, E. «Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 66 (1973): 11-21.
- Kahn H.A., Durrani S.A. (1972) «Prolonged etching factor in solid state track detection and its applications.» *Radiat. Effects*. 13:257-266
- Kowallis, B. J., Heaton J. S., Bringham, K. «Fission-track dating of volcanically derived sedimentary rocks.» *Geology* 14 (1986): 19-22.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson D.S. «Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis» *Nature* 400, 652-655 (1999)
- Kuhlemann, J. «Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe).» *Mem. Sci. Geol. Padova* 52:1–91 (2000)
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., Kázmér, M. «Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control» *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 2002, 91: 818-837 DOI 10.1007/s00531-002-0266-y
- Kuhlemann J. «Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene» *Global and planetary change* 58, 2007, 224-236
- Lammerer, B., Fruth, I., Klemm, D.D., Prosser, E., Weber-Diefenbach, K. «Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol)» *Geol. Rundschau*, 65 (2), 436-459, Stuttgart 1976
- Lammerer, B., Schmidt, K., Stadler, R. «Zur Stratigraphie und Genese der Penninischen Gesteine des südwestlichen Tauernfensters. » *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsch.* 11, 678-696. Anno 1981
- Lammerer, B., 1986. Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. *Jb. Geol. B-A.*, 129: 51-67.
- Lammerer, B., 1988. Geologische Karte Pfischtal-Pfundres 1:50.000. Beilage Exc. 1 & 2., in Lammerer, 1990.
- Lammerer, B. & Weger, M., 1998. «Footwall Uplift in an Orogenic Wedge - The Tauern Window in the Eastern Alps of Europe.» *Tectonophysics*, 285, 213-230.
- Lamond, J.F., Pielert, J.H. «Significance of tests and properties of concrete and concrete-making materials. » *ASTM international, Standards worldwide* STP169D. 2006
- Laslett, G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. 1987. «Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A quantitative analysis. » *Chem. Geol.* 65:1–13

- Lavier, L.L., Buck, W.R., Poliakov, A.N.B. «Self consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low angle normal faults» *Geology*, v. 27, n°12, pp. 1127-1130 (1999)
- Lavier, L.L., Buck, W.R., Poliakov, A.N.B. «Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer» *Journal of geophysical research*, Vol. 105, n° B10, pp. 23,431-23,442. (2000)
- Leu, W. «Lithostratigraphie und Tectonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto - Baceno - Visp» *Eclogae Geologicae Helveticae* 79/3 (1986): 237-250.
- Lister, G.S., Davis, G.A. «The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during the Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. » *Journ. Of Struct. Geol.* Vol. 11 N° 1-2, pp. 65-94, (1989)
- Lovera, O. M., Richter, F. M., Harrison, T. M. «⁴⁰Ar/³⁹Ar geothermometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes.» *Journal of Geophysical Research* 94 (1989): 17917-17935.
- Luth, S.W., Willingshofer, E. «Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Alps» *Swiss J. Geosci.* 101 (2008) Supplement 1, S207–S223
- Mancktelow, N. S. «The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps.» *Eclogae geologicae Helveticae* 78, n. 1 (1985): 73-96.
- Mancktelow, N.S. «Neogene lateral extension during convergence in the central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around Simplonpass (Switzerland).» *Tectonophysics* 215 (1992): 295-317.
- Mancktelow, N.S., Pavlis, T.L. «Fold-fault relationships in low-angle detachment systems.» *tectonics* 13/3 (1994): 668-685.
- Mancktelow, N. S., Grasemann, B. «Time dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion.» *Tectonophysics* 270 (1997): 167-195.
- Mancktelow, N. S., Stöckli, D.F., Grollmund B., Müller, W., Fügenschuh, B., Viola, G., Seward, D., Villa, I.M. «The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window» *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* (2001) 90: 593 – 622 DOI 10.1007/s005310000190
- Mark E., Pahl M., Purtscheller F., Mark T.D. (1973) «Thermische Ausheilung von Uran-Spaltspuren in Apatiten, Alterskorrekturen und Beiträge zur Geothermochronologie. » *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 20: 131-154
- Massironi, M., Zampieri, D., Caporali, A. «Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine–Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy)» *From: MORATTI, G. & CHALOUAN, A. (eds) 2006. Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa. Geological Society, London, Special Publications*, 262, 245–258.
- Massironi, M., Bistacchi, A., Menegon, L. «Misoriented faults in exhumed metamorphic complexes: Rule or exception?» *Earth and Planet. Sci. Lett.* 307 (2011) 233-239
- McDougall, I., Harrison, T. M. «*Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method.* » Oxfords: Oxford University Press, 1999.
- Meesters, A. G. C. A., Dunai, T. J. «Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes - Part I. Implication for low-temperature (U-Th)/He thermochronometry.» *Chemical Geology* 186 (2002a): 333-344.
- Meesters, A. G. C. A., Dunai, T. J. «Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes - Part II. Application to cases with alpha-ejection and nonhomogeneous distribution of the source.» *Chemical Geology* 186 (2002b): 57-73.

- Merle, O., Cobbold, P. R., Schmid, S. *Tertiary kinematics in the Lepontine dome*. Vol. 45, in *Alpine Tectonics. Geological Society Special Publication*, 113-134. Coward, M. P., Dietrich, D., Park R. G., 1989.
- Milnes, A.G. «Structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis.» *Geological Society of America Bulletin* 85 (1974): 1727-1732
- Moore, E. M., Scott, R. B., Lumsden, W. W. «Tertiary tectonics of White Pine-Grant Range region, east-central Nevada, and some regional implications.» *Geological Society of America Bulletin* 79 (1968): 1703-1726.
- Mosegaard K., Tarantola A. «Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems» 1995 *J. geophys. Res.* 100(B7), 12 431-12 447.
- Mostler, H., Heissel, G. & Gasser, G. (1982) «Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. »- Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. Wien, 1, p. 77-83.
- Naeser, C.W., Faul, H. «Fission-track annealing in apatite and sphene.» *Journal of Geophysical Research* 74 (1969): 705-710.
- Naeser, C.W., Forbes, R. B. «Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes.» *Transaction, American Geophysical Union* 57 (1976): 353.
- Naeser, C. W., McKee, E. H., Johnson, N. M., MacFadden, B. J. «Confirmation of a late Oligocene-early Miocene age of Daseadan Salla beds Bolivia.» *The Journal of Geology* 95 (1987): 825-828.
- Oehlke M., Weger M., Lammerer B., 1993. The Hochfeiler duplex-imbrication tectonics in the SW Tauern window. *Abh. Geol. B.-A.*, 49: 107-124.
- Pastorelli, S. «Il complesso ultramafico di Geisspfad e i suoi rapporti con le rocce incassanti. .» *Tesi Univ. Torino*, 1993.
- Pazzaglia F.J., Selverstone, J., Roy, M., Steffen, K., Newland-Pearce, S., Knisner, W., Pearce, J. «Geomorphic expression of mid-crustal extension in convergent orogens. » *Tectonics* 26: TC6010. doi: 10.1029/2006TC001961 (2007)
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P., Barfod, D.N. «Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin.» *Earth and Planetary Science Letters* 200 (2002): 79-90.
- Pignatoli A., Zattin M., Massironi M., Cavazza W. «Rapporti tra tettonica e clima durante l'esumazione nelle Alpi Centrali. Evidenze dalla termocronologia e dall'analisi strutturale lungo il traforo ferroviario del Sempione» Tesi di dottorato, XXI ciclo, Università di Bologna, 2008
- Pignatoli, A., Zattin, M., Massironi, M., Cavazza, W. «Thermochronological evidence for a late Pliocene climate-induced erosion rate increase in the Alps» *Int. J. Earth Sci.* DOI 10.1007/s00531-010-0510-9 February 2010
- Price P.B., Walker R.M. (1963) «Fossil tracks of charged particles in mica and the ages of minerals.» *J. Geophys. Res.* 68, 4847-4862
- Pürdy, J. W., Jäger, E. «K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps.» *Memorie dell'Istituto Geologico e Mineralogico Università di Padova* 30 (1976): 32 pp.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Cobbold, P. 1991a. « Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity». *Tectonics*, 10, 245–256.
- Ratschbacher L, Frisch W, Linzer HG, Merle O. «Lateral extrusion in the Eastern Alps, 2. Structural analysis.» *Tectonics* 10 (1991b):257–71
- Reiter, F., Lenhardt, W.A., Brandner, R. «Indications for activity of the Brenner normal Fault zone (Tyrol, Austria) from seismological and GPS data» *Austrian Journal of Earth Sciences*, 97, 16-23 (2005)

- Ring, U., Brandon, M. T., Willet, S. D., Lister, G. *Exhumation processes*. Vol. 154, in U. Ring, M. T. Brandon, G. S. Lister, S. D. Willett (Eds.) *Exhumation processes: Normal faulting, Ductile flow and Erosion.*, 1-27. Geological Society of London - Special Publication, 1999.
- Rosenberg, C.L., Garcia, S. «Estimating displacement along the Brenner fault and orogen-parallel extension in the Eastern Alps» *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* (2011) 100: 1129-1145. DOI 10.1007/s00531-011-0645-3
- Rottura, A., Del Moro, A., Caggianelli, A., Bargossi, G.M., Gasparotto, G. «Petrogenesis of the Monte Croce granitoids in the context of Permian magmatism in the Southern Alps, Italy. » - *Eur. J. Mineral.*, 1997, 9, 1293-1310. Year 1997
- Rottura, A., Bargossi, G.M., Caggianelli, A., Del Moro, A., Visonà, D., Tranne C.A. «Origin and significance of the Permian high-K alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy. » - *Lithos*, 45, 329-348. Year 1998
- Rothman D.H. «Automatic estimation of large residual statics corrections» 1986. *Geophysics*, vol. 51, 332-346
- Rubatto, D., Gebauer, D., Fanning, M. «Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implication for the geodynamic evolution of the central and western Alps.» *Contribution to Mineralogy and Petrology* 79 (1998): 269-287.
- Rutherford, E. «Present problems in radioactivity.» *Popular Science Monthly* May (1905): 1-34.
- Rybach, L. «Radioactive heat production in Rocks and its Relation to other Petrophysical Parameters. » *Pageoph*, Vol.114 (1976) Birkhäuser Verlag, Basel.
- Sambridge M. «Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space». *Geophys. J. Int.* (1999) Vol. 138, 479-494.
- Sander B., 1925. Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone 1:100.000, Note illustrative. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque, Sez. Geol., Padova, 57 pp.
- Sartori, M. «Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais).» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 77/2 (1987): 789-814.
- Sassi, F.P., Zanferrari, A., Ziepoli, G. «Some considerations on the South-Alpine basement of the Eastern Alps.» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1974, 609 - 624, Stuttgart 1974
- Sassi, F.P., Spiess, R. «The south-Alpine metamorphic basement in Eastern Alps. » In J.F. von Raumer and F. Neubauer (Eds.), *The pre-Mesozoic in the Alps*. Springer-Verlag, 599-607. (1993)
- Schmidt, C., Preiswerk, H. «Geologische Karte der Simplongruppe mit Erläuterungen.» *Spezialkarte* 48 (1908).
- Seitz F. (1949) «The disordering of solids by the action of fast massive particles.» *Disc. Faraday Soc.* 5: 271-282
- Selverstone, J., 1985. Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics*, 7(1): 87-105.
- Selverstone, J., 1988. Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. *Tectonics*, 7(1): 87-105.
- Selverstone, J., Axen, G., Bartley, J. «Fluid inclusion constraints on the kinematics of footwall uplift beneath the Brenner line normal fault, Eastern Alps» *Tectonics*, 7:87-105. (1995)
- Sharp, Z.D., Masson, H., Lucchini, R., «Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins; extreme paleoaltitudes of the central alps in the Neogene. » *Americ. Jou. of Sci.* Vol 305, March 2005 pp. 187-219

- Shuster, D. L., Farley, K. A. « $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry.» *Earth and Planetary Science Letters* 217 (2003): 1-17.
- Shuster, D. L., Farley, K. A., Sistierson, J. M., Burnett, D. S. «Quantifying the diffusion kinetics and spatial distribution of radiogenic ^4He in minerals containing proton-induced ^3He .» *Earth and Planetary Science Letters* 217 (2003): 19-32.
- Sibson, R.H. «Fluid involvement in normal faulting». (2000) *J. Geodynamics* 29, 469–499.
- Smith A.F.M. «Bayesian computational methods» 1991 *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 337, 369-386
- Smith A.F.M., Roberts G.O. «Bayesian computation via the Gibbs sampler and related Markov chain Monte Carlo methods». 1993. *J. R. statist. Soc. B.*, Vol. 55, 3-23
- Soom, M. A. «Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und Penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhodelinie seit dem Oligozän: Spaltspursatierungen und Apatit/Zirkon und L-Ar-Datierungen an Biotit/Muskovwit.» *PhD thesis, University of Bern* 119pp.
- Spencer, J.E. «The role of tectonic denudation in warping an uplift of low angle normal faults. » *Geology*, v. 12, p. 95-98. (1984)
- Spring, L., Reymond, B., Masson, H., Steck, A. «La nappe du Lebendun entre Alte Kaserne et le Val Cairasca (massif du Simplon): nouvelles observations et interprétations.» *Eclogae Geologicae Helveticae* 85/1 (1992): 85-104.
- Staub, R. «Der Bau der Alpen: Versuch einer Synthese.» *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* NF 52 (1924).
- Stöckert, B. 1985: «Pre-alpine history of the Austroalpine basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy) – Caledonian events versus Hercynian events. » *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1985, 618-642
- Stüwe K., White L., Brown R. «The influence of eroding topography on steady state isotherms. Application to fission track analysis». *Earth and Planetary Science Letters* 124, 63-74. 1994
- Steck, A., Hunziker, J. «The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps: Compressional and extensional structures in an orogenic belt» *Tectonophysics*, 238, 229-254, 1994
- Steck, A., Bigioggero, B., Dal Piaz, G. V., Escher, A., Martinotti, G., Masson, H. «Carte tectonique des Alpes Suisse occidentale et des régions avoisinantes, scale 1:100.000.» n. 123 (1999): 4 sheet.
- Steck, A., Epard, J., Escher, A., Gouffon, Y., Masson, H. «Carte Tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes: 1:100 000. Notice explicative.» *Carte Géologique spéciale N° 123*, 2001: pp. 72.
- Steck, A. «Tectonics of the Simplon massif and Lepontine gneiss dome: deformation structures due to the collision between the underthrusting European plate and the Adriatic indenter» *Swiss J. Geosci.* 101 (2008) 515-546
- Stockli, D. A., Farley, K. A. «Empirical constraints on the titanite (U-Th)/He partial retention zone from the KTB drill hole.» *Chemical Geology* 207 (2004): 223-236.
- Streckeisen, A., Kramers, J., Hunziker, J.C., Frank, E. «Gantergneis und Einstengneis im Simplongebiet.» *Schweizerische Mineralogische, Petrologische Mitteilungen* 58/3 (1978): 396-400.
- Strutt, R. J. «On Radioactive minerals.» *Proceedings of the Royal Society A* 76 (1905): 88-101.
- Stüwe, K., White, L., Brown, R. «The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. » *Earth and Planetary Science Letters*, no. 124 (1994): 63-74.
- Tari, G., Horváth, F., Rümpler, J., 1992. «Styles of extension in the Pannonian Basin.» *Tectonophysics* 208, 203 - 219.

- Thöni, M. «A review of geochronological data from the Eastern Alps.» *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 209-230. (1999)
- Tirel, C., Brun, J.P., Burov, E. «Dynamics and structural development of metamorphic core complexes» *Journal of geophysical research*, Vol. 113, B04403, doi: 10.1029/2005JB003694, 2008
- Togliatti V. (1965) «Distribuzioni dei ranges e distribuzione angolare delle tracce di fissione di ^{235}U in mica.» *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 7, 326-335
- Trümpy, R. «*Geology of Switzerland: a guide-book.* » Wepf, Basel: Schweizerische Geologische Kommission, 1980.
- Vernon A.J., P.A. van der Beek, H.D. Sinclair, M.K. Rahn. «Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database.» *Earth and planet. Sci. Lett.* Vol.270 n.3-4, Jun 2008. PP.316-329
- Viola, G., Mancktelow, N.S., Seward, D. «Late Oligocene-neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps).» 2001. *Tectonics* 20: 999-1020
- Visonà, D. (1982): «Chilled margins and commingling of magmas in the Bressanone (Brixen) Hercynian granodiorites (Eastern Alps, northern Italy). » - *Geol.*, 56, 33-44.
- Visonà, D. «Polybaric evolution of calc-alkaline magmas: the dioritic belt of the Bressanone-Chiusa igneous complex (NE Italy)» *Memor. Soc.Geol. Italiana*, 1995
- Voronoi M.G. «Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques» *J. reine Angew. Math.* Vol. 134, 198-287. 1908
- Vosteen, H.D., Rath, V., Clauser, C., Lammerer, B. «A review of the thermal regime of the Eastern Alps with respect to the effects of paleoclimate and exhumation» *Tectonophysics*, 414, 157-167 (2006)
- Wagner, G. A. «Spuren der spontanen Kernspaltung des ^{238}U als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes.» *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 110 (1969): 252-286.
- Wagner, G.A. «The geological interpretation of fission track apatite ages.» *Transactions of the American Nuclear Society* 15 (1972): 117.
- Wagner, G. A., Reimer, G. M. «Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages.» *Earth and Planetary Science Letters* 14 (1972): 263-268.
- Wagner G.A., Van der Haute P. «Fission track dating» *Solid earth sciences library*, Vol. 6, 1992. Ed. Kluwer Academic Publishers. Enke-ISBN: 3 432 99561 X
- Waldhauser, F., Lippitsch, R., Kissling, E., Ansorge, J. «High resolution teleseismic topography of upper-mantle structure using an a priori three-dimensional crustal model» *Geophys. J. Int.* 135: 264-278 (2002)
- Warmock, A. C., Zeitler, P. K. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry of K-feldspar from the KTB borehole, Germany.» *Earth and Planetary Science Letters* 158 (1998): 67-79.
- Watt, S., Durrani, S. A. «Thermal stability of fission tracks in apatite and sphene: using confined track length measurements.» *Nuclear Tracks* 10 (1985): 349-357.
- Wawrzyniec T. F., Selevrstone J., Axen J. «Correlation between fluid composition and deep-seated structural style in the footwall of the Simplon low-angle normal fault, Switzerland.» *Geology* 27 (1999): 715-718.
- Whipple, K.X., Meade, B.J. (2006) «Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. » *Earth and planet. Sci. Lett.* 243: 218-228.

- Willett, S.D., Schlugener, F., Picotti, V. «Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps.» *Geology* 34 n° 8, pp. 613-616. (2006)
- Whittington, A.G., Hofmeister, A.M. Nabelek, P.I. «Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism.» *Nature*, Vol 458, 19 March 2009
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T. «Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996): 4231-4240.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Kass, D.M. «Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (UTh)/He thermochronometer.» *Chemical Geology* 148 (1998): 105-114.
- Yada K., Tunji T., Sunagawa I. (1981) «Application of lattice imagery to radiation damage investigation in natural zircon.» *Phys. Chem. Minerals* 7, 47-52
- Yamato, P., Burov, E., Agard, P., Le Pourhiet, L., Jolivet, L. «HP-UHP exhumation during slow continental subduction: Self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled model with application to the Western Alps.» *Earth and Planet. Sci. Lett.* 271 (2008) 63-74
- Zeitler, P. K., Johnson, N. M., Briggs, N. D., Naeser, C. W. «Uplift history of the NW Himalaya as recorded by fission track ages on detrital Siwalik zircons.» In *Jiquing, Huang (Eds.) Proceedings of the Symposium on Mesozoic and Cenozoic Geology.*, 481-494. Beijing, China: Geological Publishing House, 1982.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., Honda, M. «U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (1987): 2865-2868.
- Ziegler, P., Dèzes, P. «Cenozoic uplift of Variscan massifs in the alpine foreland: timing and controlling mechanisms.» *Glob. Planet. Chang.* 58: 237-269 (2007)
- Zienkiewicz O.C. «The finite element method» 3rd Edition. McGraw-Hill, Maidenhead. England. 787 pp. 1977
- Zimmermann R. A., Gaines, A. M. «A new approach to the study of fission track dating.» *US Geological Survey Open File Report* 78-701 (1978): 467-468.
- Zimmermann, R., Hammerschmidt, K., Franz, G., 1994. «Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps), evidence from ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and petrological investigations.» *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 175-186.
- Zwingmann, H., Mancktelow, N.S. «Timing of Alpine fault gouges.» *Earth and Planetary Science Letters* 223 (2004): 415-425.